Deutsche Forschung

Aus der Arbeit der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft

Heft 21



Strömungsforschung in der Atmosphäre

II. Mitteilung

Verlag der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft

Für den Buchhandel durch Karl Siegismund Verlag Berlin

1934

Inhaltsverzeichnis

Fortschritte in der Strömungsforschung

Von Geh. Rat Prof. Dr. Hergesell, Berlin.

Wenn jetzt nach einer Reihe von Jahren wieder eine Zusammenstellung über Ergebnisse der im Rahmen der Gemeinschaftsarbeiten der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft angestellten Forschungen erscheint, so hauptsächlich deshalb, um die großen Fortschritte auf diesem so alten, jetzt aber mit modernen Hilfsmitteln angefaßten Gebiet zu zeigen.

Das fliegende Laboratorium der Rhön-Rossitten-Gesellschaft ist eine der großen Arbeiten auf diesem Gebiet. Systematische Kleinarbeit in allergrößtem Stile aufgezogen, hat es gestattet, aus der Bewegungsstörung eines segelnden Flugzeugs eindeutige Beziehungen über die Turbulenz der Luft abzuleiten. Das von einem Motorflugzeug hochgeschleppte Segelflugzeug kann in jeder beliebigen Höhe in der Atmosphäre freigelassen werden und mehrere Stunden lang messend in den Lüften bleiben. Daß man ein solches Hochleistungsflugzeug geräumig genug gebaut hat, um gleichzeitig auch eine große Zahl von Meßinstrumenten für die Sonnen- und Himmelsstrahlung, Höhenstrahlung und luftelektrische Messungen zu tragen, ist ein besonderes Verdienst des Leiters der Darmstädter Anstalt, Prof. Georgii, der über die Methoden nachstehend an erster Stelle berichtet. Erwähnt seien auch seine mannigfaltigen Arbeitspläne zum Studium der Kleinturbulenz mittels ausgewogener Piloten, die von seinen Schülern durchgeführt wurden und zu beachtenswerten Ergebnissen geführt haben, über die in der gleichen Arbeit ebenfalls geschrieben wird.

Wenn Georgii sich mit Höhen befaßt, auf die die Methode durch die Höhen, die mit dem Flugzeug erreichbar sind, vorläufig begrenzt bleibt, die bei etwa 6000 m liegt, gibt es in der folgenden Arbeit Dr. Duckert eine Darstellung neuer Methoden zur Erforschung der höheren bisher durch Registrierballone erreichten Schichten. Das Ziel der Methoden läßt sich kurz dahin kennzeichnen, daß die Meßergebnisse nicht in dem zunächst verlorenen, und bestenfalls nach Tagen wieder

zur Verfügung stehenden Registriergerätes aufgezeichnet wird, sondern drahtlos nach unten übertragen und im Laboratorium aufgezeichnet werden soll. Den Apparaten haften naturgemäß noch eine Reihe von Kinderkrankheiten an, die aber durch technische und konstruktive Verbesserungen beseitigt werden können.

In einer zweiten Arbeit werden die Strömungseinflüsse auf die Anzeigen der Meteorographen untersucht. Es ist ja bekannt, daß bei den laufenden Aufstiegen aerologischer Aufstiegsstellen, die mittels verschiedener Flugkörper die Meßinstrumente in die Höhe schicken, systematische Unterschiede in den Ergebnissen nachgewiesen werden. Als Erklärung für die Unterschiede wird versucht, die Differenzen in der Ventilationsgeschwindigkeit bei Flugzeug- und Drachenaufstiegen z. B. dafür verantwortlich zu machen. Besonders wird von vielen eine Druckverfälschung durch verschieden große Unterschiede in den Apparaten angenommen. Die Größe dieser und anderer Effekte wurde in Lindenberg untersucht und als zu vernachlässigen nachgewiesen. Auch Vergleichsaufstiege am gleichen Ort mit verschiedenen Flugkörpern wurden angestellt. Sie zeigten, daß bei sorgfältiger Auswertung und gleichen Steiggeschwindigkeiten diese Unterschiede nicht auftreten.

In einer weiteren Abhandlung bespricht Dr. Friedrich seine mit Prof. Bartels gemeinsam angestellten Versuche über Verdunstungsmessungen in Eberswalde. Auf den ersten Blick könnte man vergeblich einen Zusammenhang zur Frage der Strömungsforschung suchen, sondern möchte glauben, daß ausschließlich die Gewässerkunde Interesse an diesen Aufgaben hat. Der Fachmann weiß aber, welche große Bedeutung die Frage der Verdunstung auf besondere Gebiete der Meteorologie hat. Hier spielen Fragen des Austausches hinein und damit ist die Verbindung zu den Strömungsverhältnissen am Erdboden im Mikroklima gegeben. Wir haben oben in der Darstellung von Georgii bereits gesehen, daß auch die Ausbildung von Vertikalbewegungen in der Atmosphäre bis in große Höhen hinein, sehr eng mit der Wasserbilanz des Erdbodens in Zusammenhang stehen. Die Verfasser haben große „Lysimeter" konstruiert, die den Erdbodenverhältnissen durch besonders große Ausmaße, speziell Tiefe der Becken, sehr nahe angepaßt sind, und die Meßergebnisse für die Abflußmengenmessungen diskutiert.

Über meteorologische Fragen des Austausches berichtet sodann Wilhelm Schmidt. Er geht speziell auf seine Windplattenmessungen

zur Erforschung des Feinbaus des Windes ein. Windgeschwindigkeit und Austausch in ihrer Abhängigkeit voneinander bei ungestörten und gestörten Strömungen werden behandelt. Beziehungen zwischen Schwankungen der Windgeschwindigkeit und den Schwankungen des Luftdruckes sind experimentell zu erfassen gesucht worden. Ein spezielles Kapitel nimmt die Bestimmung der Verdunstung aus der Messung der vertikalen Wanderung des Wasserdampfes ein. Weiter werden die Anwendungen des Austauschstudiums auf biologische Studien erörtert. Eine Diskussion von Windmeßgeräten beschließt den Aufsatz.

A. Büdel gibt eine Darstellung seiner Zugspitzbahnuntersuchungen, die die Lufthaut an Bergwänden näher studiert. Das Eigenleben dieser Lufthaut als ein Auf- und Nebeneinander von kleinen Luftkörpern ist dabei recht eingehend erfaßt worden.

Eine besonders wertvolle experimentelle Studie zum Strömungsproblem stellen die Windkanaluntersuchungen L. Prandtls und H. Reichardts über den Einfluß der Wärmeschichtung auf den Turbulenzzustand einer Strömung dar. Die umfangreiche Anordnung zur Untersuchung dieses Fragenkomplexes ist mit Mitteln der Notgemeinschaft beschafft worden. Es bedurfte aber exaktester Forschungsarbeit, um Meßgeräte für die kleinsten Größenordnungen der Windgeschwindigkeit zu schaffen, damit die turbulenten Strömungsverhältnisse überhaupt meßtechnisch verfolgt werden können. Handelt es sich hierbei doch um die Messung von Geschwindigkeit der Größenordnung von wenigen Zentimetern pro Sekunde. Das war nur durch Einsatz des Kathodenstrahloszillographen möglich.

Zusammenfassend kann gesagt werden, daß von allen beteiligten Herren eine große Tätigkeit entfaltet worden ist. Nur der Fachmann kann ermessen, wie gewaltig die Fortschritte sind, die hier durch selbstlose Zusammenarbeit der beteiligten Forscher geschaffen worden sind, wie erheblich am Gelingen aber der zuverlässige Einsatz von nicht unbeträchtlichen Mitteln durch die Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft war. Wir alle sind ihrem Präsidenten, Herrn Staatsminister Schmidt-Ott, hierfür zu großem Danke verpflichtet.

Meßmethoden und Messungs-Ergebnisse freier Vertikalbewegungen der Luft

Von Professor Dr. W. Georgii, Darmstadt.

Im Rahmen der von der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft angeregten und von ihr geförderten Aufgaben atmosphärischer Strömungsforschung hat das Forschungs-Institut der Rhön-Rossitten-Gesellschaft die Entwicklung geeigneter Meßmethoden für systematische Untersuchungen der Vertikalbewegungen der Luft an jeder gewünschten Stelle der Atmosphäre übernommen. Die Übernahme dieser Aufgabe durch das Forschungs-Institut der Rhön-Rossitten-Gesellschaft war durch das besondere Arbeitsgebiet dieses Institutes, das in erster Linie die wissenschaftliche Förderung des motorlosen Fluges umfaßt, gegeben. Besonders erwünscht waren derartige Untersuchungen, weil bisher die Kenntnisse über die Intensität, Ausdehnung, Häufigkeit und örtliche Bedingtheit der vertikalen Bewegungen der Luft außerordentlich dürftig waren, und weil weiterhin den Messungsergebnissen eine erhebliche praktische Bedeutung, und zwar für die Luftfahrt und die Flugtechnik, weiterhin aber auch für die praktische Meteorologie, z. B. für die sehr bedeutungsvolle Frage der örtlichen Bedingtheit von Unwetterkatastrophen zukommt.

1. Meßmethoden.

Bei der Entwicklung der Meßmethoden konnte das Forschungs-Institut der Rhön-Rossitten-Gesellschaft an Vorarbeiten von H. Koschmieder und G. Madelung anknüpfen. H. Koschmieder hat das motorlose Flugzeug und den statisch ausgewogenen Pilotballon erstmalig für atmosphärische Strömungsuntersuchungen benutzt [1]. G. Madelung hat ein Beispiel angegeben, wie aus der Steiggeschwindigkeit eines Motor-Flugzeuges Vertikalgeschwindig-

keiten der Luft abgeleitet werden können [2]. Vom Forschungs-Institut der Rhön-Rossitten-Gesellschaft sind diese Methoden so ausgebaut worden, daß sie hinreichende Genauigkeit der Ergebnisse gewährleisten und sie vor allem jederzeit an jeder Stelle der Atmosphäre angewandt werden können. Diese allgemeine Anwendungsmöglichkeit bildet die Grundlage für systematische Messungen und ist Voraussetzung für eine großzügige Erforschung der sehr komplizierten vertikalen Bewegungsvorgänge der Luft.

Die Meßmethoden brauchen an dieser Stelle nur angedeutet zu werden. Im einzelnen sind sie schon in zahlreichen Veröffentlichungen des Forschungs-Institutes der Rhön-Rossitten-Gesellschaft dargelegt worden.

Die ersten Messungen freier Vertikalbewegungen der Luft wurden vom Forschungs-Institut der Rhön-Rossitten-Gesellschaft mit einem Kleinflugzeug durchgeführt. Zu diesem Zweck wurde von der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft ein Kleinflugzeug Typ G.M.G. mit 30 P. S. Anzanimotor zur Verfügung gestellt. Die Ableitung der Vertikalgeschwindigkeiten der Luft erfolgt aus der Höhenänderung des Flugzeuges im Gleitflug mit stehendem Propeller, indem zu der im Gleitflug nach dem Barogramm festgestellten Höhenänderung des Flugzeuges seine, für eine bestimmte Eigengeschwindigkeit konstante Sinkgeschwindigkeit addiert wird. Das Forschungs-Institut der Rhön-Rossitten-Gesellschaft hat nach der technischen Durchbildung dieser Methode im Jahre 1930 von März bis Oktober täglich Messungen der Vertilkalbewegungen der Atmosphäre durchgeführt und so eine lange Beobachtungsreihe abgeleitet, welche die systematische Untersuchung der freien Vertikalbewegungen der Atmosphäre in Abhängigkeit vom Zustand der Atmosphäre und der jeweiligen Wetterlage ermöglichte.

Die Verwendung des Motorflugzeuges für derartige Messungen ist aber wegen der großen Sinkgeschwindigkeit dieser Flugzeuge noch keine vollkommene Methode. Aus diesem Grunde ist der Einsatz motorloser Flugzeuge für derartige Messungen wesentlich günstiger. H. Koschmieder hat bereits 1923 erzwungene Vertikalbewegungen der Luft an Gebirgshängen aus der Sinkgeschwindigkeit von Segelflugzeugen abgeleitet [1]. Eine allgemeine Einführung dieser Methode war aber nicht möglich, solange die Startmöglichkeit von Segelflugzeugen auf das Gebirge beschränkt war. Um den Segelflug zu

einem allgemeinen aerologischen Forschungsmittel auszubauen und es für die Vermessung freier Vertikalbewegungen der Atmosphäre einsetzen zu können, hat das Forschungs-Institut der Rhön-Rossitten-Gesellschaft seit Herbst 1929 die Methode des Schleppsegelfluges mit Motorflugzeugen technisch weiterentwickelt. Im Frühjahr 1931 war diese Methode so weit durchgebildet, daß von jedem Flugplatz aus Leistungssegelflugzeuge hochgeschleppt und nach der Loslösung vom Motorflugzeug, die in großen Höhen erfolgen kann, selbständige Meßflüge ausgeführt werden konnten.

Durch die Einführung dieses Schleppstartes können die großen Vorzüge des motorlosen Flugzeuges nunmehr uneingeschränkt ausgenutzt werden. Die aerodynamische Güte der Segelflugzeuge bedingt eine geringe Sinkgeschwindigkeit und außerdem eine größere Konstanz dieses Wertes in Abhängigkeit von der Fluggeschwindigkeit. Hierdurch wird die Meßgenauigkeit wesentlich erhöht und außerdem mit der längeren Flugdauer der Umfang der Messungen erheblich gesteigert. Die Vertikalbewegung der Luft leitet sich ebenso wie beim Motorflugzeug aus der Höhenänderung des Segelflugzeuges, vermehrt um die ihm eigene Sinkgeschwindigkeit ab. Die trigonometrische Vermessung der Flugbahn des Segelflugzeuges vom Boden aus ermöglicht es weiterhin, die Abhängigkeit der Vertikalbewegung der Atmosphäre von der Bodengestaltung und -Beschaffenheit zu überprüfen. Führt das Segelflugzeug einen Meteorographen, so erhält man gleichzeitig die Temperaturverteilung in großem Ausmaße, welche für die Deutung der Vertikalbewegungen in Abhängigkeit von der Beschaffenheit der Erdoberfläche notwendig ist. Durch diese umfassende Art der Messungen wird der Segelflug zu einem außerordentlich wertvollen Forschungsmittel der Aerologie, welche die bisherigen aerologischen Messungen nicht nur ergänzt, sondern neue Beobachtungsmöglichkeiten erschließt.

Als weitere Methode zur Bestimmung der Luftbewegungen an jeder beliebigen Stelle des Luftraumes wurde noch die Vermessung statisch ausgewogener Pilotballone weiterausgebaut. Um die Vermessung der Luftbewegungen nicht nur in Bodennähe, sondern an jeder beliebigen Stelle der freien Atmosphäre durchführen zu können, wurden die Pilotballone vom Flugzeug gestartet. Eingehende Untersuchungen wurden über die durch Strahlung und Diffusion möglichen Auftriebsänderungen der Pilotballone durchgeführt, um die Realität der abgeleiteten Luftbewegungen sicher-

zustellen. Vom Forschungs-Institut der Rhön-Rossiten-Gesellschaft sind im Verlauf der Jahre 1930—1932 mindestens 500 Flugbahnen statisch ausgewogener Pilotballone vermessen, ausgewertet und bearbeitet worden. Dieses umfassende Material hat erstmalig Einblick in die Mannigfaltigkeit der freien Vertikalbewegungen der Luft ermöglicht und den früheren ganz allgemeinen Anschauungen über die Häufigkeit, Intensität, Erstreckung und Auslösung dieser Bewegung erst jetzt eine durch Beobachtungen gesicherte Grundlage gegeben.

2. Messungsergebnisse.

Die Beobachtungsergebnisse, die in großer Zahl durch die Vermessung hochgeschleppter Segelflugzeuge und durch Doppelanschnitt ausgewogener, vom Boden oder in der freien Atmosphäre vom Flugzeug aus gestarteter Pilotballone vorliegen, sind fast ausschließlich Beispiele thermischer Vertikalbewegungen der Atmosphäre, d. h. also solcher Vertikalbewegungen, welche Luftmassen unter dem Einfluß statischer Kräfte ausführen, bis sie die ihrer Temperatur entsprechende Gleichgewichtshöhe erreichen. Diese Kräfte werden wirksam, wenn ein Luftquantum wärmer oder kälter ist als die umgebende Luft, sei es durch Wärmeaufnahme bzw. -abgabe oder durch erzwungene vertikale Verschiebung. Bei stabiler Temperaturschichtung ist thermische Vertikalbewegung nur in beschränktem Ausmaß möglich, sofern nicht örtliche Überhitzung über thermisch begünstigte Stellen der Erdoberfläche erhebliche Übertemperaturen einzelner Luftmassen bedingt. Bei labiler Temperaturschichtung finden dagegen gehobene oder gesenkte Luftmassen in der labilen Schicht keine Gleichgewichtshöhe. Die eingeleitete Vertikalbewegung wird beschleunigt und kann bei hinreichender Mächtigkeit der labilen Schicht sehr große Geschwindigkeit erreichen. Vertikalbewegungen der Luft in großem Ausmaß und mit großer Geschwindigkeit sind somit eine Eigentümlichkeit der labilen, und zwar der *trockenlabilen und feuchtlabilen Atmosphäre.*

Die Labilität der Atmosphäre wird erzeugt durch:

1. Überhitzung der unteren Luftmassen am Erdboden,
2. durch freiwerdende Kondensationswärme,
3. durch Abkühlung der Luftmassen in der Höhe, hauptsächlich durch Advektion, unter Umständen auch durch Strahlung.

Die Auslösung der Labilität und damit die Entwicklung freier Vertikalbewegungen der Luft wird hervorgerufen:

1. durch orographische Auslösung oder zwangsweise Hebung der Luft an Hindernissen der Erdoberfläche,
2. durch turbulente Auslösung entweder infolge erhöhter Bodenreibung an Rauhigkeitsgrenzen der Erdoberfläche (Land, Feld, Wald) oder durch erhöhte innere Reibung an Unstetigkeitsflächen der Luftströmung (Geschwindigkeitssprung),
3. durch frontale Auslösung oder zwangsweise Hebung von Warmluft durch einbrechende Kaltluft.

In dieses Schema der verschiedenen Auslösungen lassen sich die Ergebnisse der bisherigen Messungen der freien Vertikalbewegungen der Atmosphäre ohne Zwang einordnen.

Die zahlreichen Meßergebnisse zeigen, daß die häufig festgestellten, ganz plötzlich und scheinbar unvermittelt auftretenden großen Vertikalbewegungen in der Regel auf eine der vorgenannten Auslösungsmöglichkeiten der atmosphärischen Labilität zurückgeführt werden können. Am häufigsten kommt naturgemäß Auslösung an Erhebungen der Erdoberfläche (orographische Auslösung) und Auslösung an Rauhigkeitsgrenzen beim Übergang von Feld und Wald und von Freiland auf Stadtgebiet. Die bisherigen Messungsergebnisse, die neuerdings von den Stipendiaten der Notgemeinschaft, Dr. K. O. Lange und Dr. R. Marquardt und weiterhin von Dipl. Ing. W. Schüttler, cand. dipl. ing. Viereck, Vogel und Lorenz veröffentlicht worden sind [3], zu denen außerdem eine große Reihe neuer, noch unveröffentlichter Messungen des laufenden Jahres hinzukommen, zeigen, daß an Tagen mit starker Sonneneinstrahlung häufig schon ganz niedrige Bodenwellen oder die Ablenkung der schwachen, horizontalen Luftströmung an einem Waldrand genügen, um große vertikale Luftmassenbewegungen auszulösen, die von der Auslösungsstelle am Erdboden über 1000 m aufsteigen. Andere Messungen, und zwar in Sonderheit solche von Segelflugzeugen, deuten darauf hin, daß unter bestimmten Verhältnissen die Abhängigkeit der thermischen Aufwinde von der Oberflächenbeschaffenheit der Erde (Feld, Wald, Wiese, Wasser usw.) keine allgemeine ist, ja daß der Einfluß der Bodenart und Bodenbeschaffenheit vielleicht sogar sekundärer Art ist. Aus Flugbarogrammen von Segelflugzeugen ist zu entnehmen, daß thermische Auf- und Abwindgebiete unter Umständen eine auffallend regelmäßige, wellenartige Folge

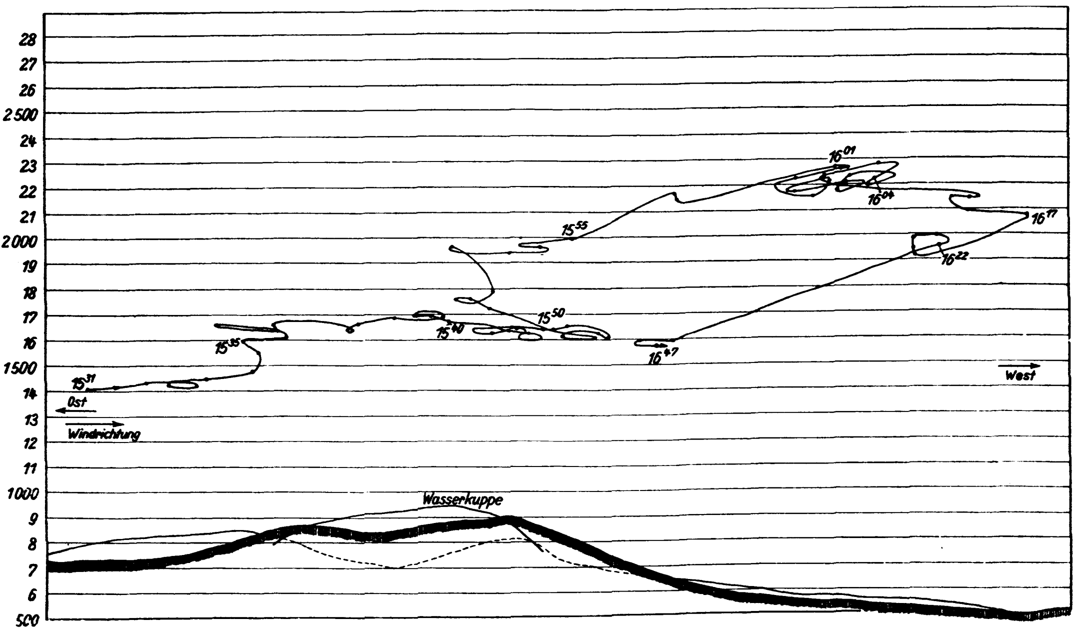


Abb. 1. Aufrißkurve der Flugbahn des Segelflugzeuges „Fafnir", Führer Grönhoff am 1. August 1931.

aufweisen, die nicht auf beliebig verteilte, zufällige orographische Auslösungsvorgänge hinweist, sondern durch eine bestimmte regelmäßige Anordnung der vertikalen Umlagerungen der instabilen Luftmassen bedingt ist. Wenn dabei die Umlagerung in der gleichen Zeit erfolgt, in der die Labilität durch starke Wärmezufuhr wieder erzeugt wird, so kann dieser Umlagerungsvorgang fast stationär werden und die beobachtete, regelmäßige Anordnung aufweisen. Die Untersuchungen über diesen Vorgang sind noch im Gange.

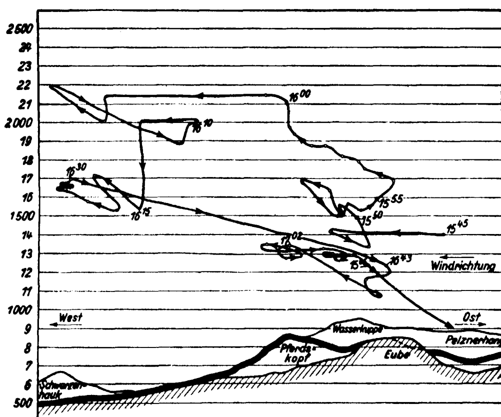


Abb. 2. Aufrißkurve der Flugbahn von Hirth auf „Musterle“ am 1. August 1931.

Besonders instruktiv sind orographische Auslösungsvorgänge, die im Lee von Gebirgshängen durch Segelflugvermessungen festgelegt sind. Wiederholt hat sich bei Segelflügen im thermischen Aufwind gezeigt, daß das Aufwindgebiet nicht auf der Luvseite des auslösenden Gebirgshanges am stärksten ist, sondern die frei aufsteigende Strömung ihre größte Intensität im Lee des Gebirges erreicht.

Besonders schön zeigen dies die Aufrißkurven der Flugbahn des Segelflugzeuges „Musterle“ und des Segelflugzeuges „Fafnir“ am 1. August 1931. Diese Auslösung der Labilität im Lee eines Berghanges deutet darauf hin, daß im Lee wahrscheinlich ein Gebiet stärkerer Erwärmung und damit größerer Labilität auftritt, die durch den mit großer Regelmäßigkeit auftretenden Leewirbel zur Auslösung gebracht wird.

3. Praktische Bedeutung der Untersuchungen.

Gerade die beiden vorausgehenden Beispiele besonders kräftiger freier Vertikalbewegungen im Lee von Gebirgen, die mit anderen ähnlichen Vermessungen in vollkommener Übereinstimmung stehen, weisen auf die Bedeutung dieser Untersuchungen für die Probleme des praktischen Wetterdienstes hin. Es ist eine bekannte Erscheinung, daß örtlich auftretende Wärmegewitter im Lee größerer Berghindernisse häufiger und auch mit größerer Intensität auftreten als an anderen Stellen. Die Leegebiete erscheinen nach der vorliegenden Messung der freien Vertikalbewegungen der Atmosphäre als Auslösungszentren erhöhter atmosphärischer Labilität und schaffen deshalb besonders günstige Bedingungen für die Entstehung örtlicher Unwetter durch vertikale Luftmassenumlagerungen. Im Interesse der praktischen Auswertung seiner Strömungsuntersuchungen hat deshalb das Forschungs-Institut der Rhön-Rossitten-Gesellschaft auch begonnen, das Odenwaldgebiet, welches reich ist an Unwetterkatastrophen infolge örtlicher wolkenbruchartiger Niederschläge, auf das Auftreten solcher durch die atmosphärischen Strömungsverhältnisse bedingter Auslösungszentren zu untersuchen.

Die praktische Bedeutung der im Rahmen der großen Strömungsuntersuchungen der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft vom Forschungsinstitut der Rhön-Rossitten-Gesellschaft durchgeführten Arbeiten liegt weiterhin auf dem Gebiet der Luftfahrt. Zunächst ist durch die durchgeführten wissenschaftlichen Untersuchungen die bekannte einzigartige Steigerung der Leistungen des motorlosen Fluges ermöglicht worden. Die Bedeutung des motorlosen Fluges ist durch diese Leistungssteigerung weit über die sportliche hinausgewachsen. Der Segelflug ist hierdurch zu einem unentbehrlichen Glied der allgemeinen Flugschulung und der Luftfahrtforschung geworden. Die durchgeführten Messungen der Vertikalgeschwindigkeiten der Luft, die eine Übereinstimmung mit den theoretisch nach Formeln von P. Raethjen und F. Linke ableitbaren Werten aufweisen, gaben weiterhin eine erste, zuverlässige Grundlage ab für eine Abschätzung der Beanspruchungen, welchen Motorflugzeuge durch Böen unterliegen.

4. Erweiterte Forschungsaufgaben.

Neuerdings werden die begonnenen Forschungsarbeiten über Vertikalbewegungen der Luft wesentlich erweitert. Das Forschungs-Institut der Rhön-Rossitten-Gesellschaft beabsichtigt in dem gleichmäßigen Gelände der Kurischen Nehrung, welches durch die allseitige Umgebung mit Wasser auch einfache thermische Verhältnisse aufweist, durch Dipl. Ing. Beyer eine neue Versuchsanordnung zu erproben. Vertikalbewegungen der Luft beeinflussen die Geschwindigkeit und den Anblase- bzw. Anstellwinkel des Flugzeuges. Aus Messungen des Anblasewinkels und der Geschwindigkeit des Flugzeuges lassen sich die Vertikalbewegungen der Luft ableiten. Für die Durchführung dieser Messungen ist zunächst die Entwicklung eines gewissen Instrumentariums erforderlich.

Die Messung der Vertikalbewegungen der Luft legt es nahe, die Wirkung der Vertikalbewegungen auf das Flugzeug, die sich im Fluge durch mehr oder weniger starke Böigkeit äußern, messend zu verfolgen. Dieser Aufgabe widmet sich das Forschungsinstitut der Rhön-Rossitten-Gesellschaft mit Rücksicht auf ihre große praktische Bedeutung schon seit längerer Zeit. Bisher liegen noch sehr wenige Messungen der Böigkeit der Luft in der freien Atmosphäre vor. Dines hat wohl als erster die Änderung der Luftunruhe mit der Höhe aus dem Drachenzug abzuleiten versucht. Später hat das Aerodynamische Observatorium Lindenberg und die Drachenwarte Friedrichshafen Registrierungen von Zugschwankungen des Drachens am Dynamometer durchgeführt. In neuerer Zeit hat besonders P. Moltchanoff versucht, die Verteilung der Windböigkeit in der freien Atmosphäre zu erforschen. Systematische Messungen und längere Beobachtungsreihen sind aber nicht durchgeführt worden. Seit Schaffung der Wetterflugstellen hat das Forschungs-Institut der Rhön-RossittenGesellschaft sich mit Böigkeitsuntersuchungen im Flugzeug befaßt. Zunächst wurde die im Flugzeug gefühlte Böigkeit geschätzt nach der Darmstädter Böigkeitsskala, die im deutschen Wetterflugdienst eingeführt ist, und eine zweckmäßige Umgestaltung der Böenskala von G. Calwagen dargestellt. Eine Bearbeitung der mehrjärigen Böigkeitsschätzungen im Flugzeug der Wetterflugstelle Darmstadt durch W. Harth hat ergeben, daß die Böigkeitsschätzung zweifellos schon ein wertvolles Hilfsmittel für die Erforschung der Luftstruktur der freien Atmosphäre darstellt. Trotzdem ist selbst-

verständlich eine Böigkeitsregistrierung das Erstrebenswerte. Versuche wurden mit Staudruckschreibern gemacht, die auch ganz brauchbare Resultate ergaben.

Ein guter Erfolg wurde allerdings erst mit einem Beschleunigungsschreiber erzielt, der von der Aerodynamischen Abteilung des Forschungs-Instituts der Rhön-Rossitten-Gesellschaft nach einem Entwurf von Dipl. Ing. Knott gebaut worden ist und der seit nunmehr 5 Monaten im regelmäßigen Flugbetrieb der Wetterflugstelle Darmstadt und des Forschungs-Instituts der Rhön-Rossitten-Gesellschaft eingesetzt ist und ausgezeichnete Registrierungen der Böenbeschleunigung liefert. Die Bearbeitung des umfangreichen Beobachtungsmaterials wird zurzeit von cand. rer. nat. H. Müller durchgeführt. Neben diesen Einzelproblemen hat das Forschungs-Institut der Rhön-Rossitten-Gesellschaft im Frühling des Jahres vor allem aber ein umfassendes Meßprogramm in Angriff genommen, welches eine gleichzeitige Anwendung sämtlicher erprobten Methoden zur Messung freier Vertikalbewegungen umfaßt. Hierdurch soll ein größerer Luftraum auf die in ihm auftretenden vertikalen thermischen Austauschströme und ihre zeitlichen und örtlichen Veränderungen untersucht werden. Die Messungen werden in der Weise durchgeführt, daß zwei Meßtrupps statisch ausgewogene Pilotballone anschneiden und ein weiterer Meßtrupp gleichzeitig die Flugbahn eines Segelflugzeuges vermißt, welches den Meßraum abfliegt. Das Segelflugzeug führt einen Meteorographen, so daß außer den Vertikalbewegungen der Luft auch die räumliche Temperaturverteilung festgelegt werden kann. Während der Messung wird das in Frage kommende Gelände von einem Auto abgefahren, welches durch fortlaufende Temperaturmessungen die Temperaturverteilung an der Erdoberfläche festlegt. Die Gesamtheit dieser Messungen liefert die erforderlichen Beobachtungsgrundlagen, um die Abhängigkeit der thermischen Vertikalbewegungen von der Temperaturverteilung am Erdboden zu überprüfen. Die Temperaturmeßfahrten geben Aufschluß darüber, ob an bestimmten Erdstellen stationäre Gebiete positiver oder negativer Temperaturanomalie auftreten, während die gleichzeitigen Messungen der Vertikalbewegungen die Frage klären sollen, ob diese Gebiete mit stationären Auf- bzw. Abwindgebieten in der freien Atmosphäre verbunden sind. Es ist zu erwarten, daß auch diese umfassenden Messungen die physikalischen Grundlagen der thermischen Konvektion weiter erschließen werden.

5. Ausbau der aerologischen Forschungsmethoden

Seit einigen Jahren werden die täglichen aerologischen Aufstiege für den Wettervorhersagedienst in Deutschland in der Hauptsache mit Flugzeugen ausgeführt. Nach der technischen Durchbildung des Schleppsegelfluges mit Motorflugzeugen ist auch der Einsatz des Segelflugzeuges für die aerologische Forschung in weitgehendem Maße möglich. Das Forschungs-Institut der Rhön-Rossitten-Gesellschaft hat ein zweisitziges Segelflugzeug entwickelt, welches so geräumig ist, daß außer dem meteorologischen Beobachter ein umfangreiches Instrumentarium eingebaut werden kann. Dieses Forschungssegelflugzeug soll auf Höhen von 5000—6000 m geschleppt werden. Nach der Loslösung vom Motorflugzeug hat es aus dieser Höhe die Möglichkeit, sich auch ohne jeden Aufwind noch 3 Stunden in der Luft zu halten. Mit solchen Flugzeugen können ungestört von Motorvibrationen und Motorabgasen neben den normalen aerologischen Messungen vielseitige andere Untersuchungen durchgeführt werden. Vor allen Dingen sind diese Segelflugzeuge besonders geeignet für luftelektrische Untersuchungen, die im Motorflugzeug wegen der Motorabgase nahezu unmöglich sind. Das Forschungs-Institut der Rhön-Rossitten-Gesellschaft hat am 1. Juli dieses Jahres das erste Forschungssegelflugzeug dieser Art in Dienst gestellt.

Literatur-Verzeichnis

1. H. Koschmieder: Zur Kenntnis des Stromfeldes im Lee. Z. F. M. 1925 S. 240.
H. Koschmieder, P. Dubois und W. Kämpfert: Die Arbeiten des Meßtrupps während des Rhön-Segelflug-Wettbewerbs 1923. Z. F. M. 1924 S. 3.

2. G. Madelung: Der Otto-Lilienthal-Wettbewerb. Jahrbuch der W.G.L. 1925 S. 117.

3. K. O. Lange: Über Vertikalbewegungen der Luft in der Atmosphäre. Veröffentlichungen des Forsch. Inst. der RRG. Nr. V S. 25.
W. Schüttler und W. Viereck: Untersuchung der Vertikalbewegung in der freien Atmosphäre mit Hilfe aus dem Flugzeug gestarteter, im aerostatischen Gleichgewicht befindlicher Pilotballone. Veröffentlichungen des Forsch-Inst. der RRG. Nr. V S. 44.
F. Vogel und L. Lorenz: Untersuchung der Vertikalbewegung in der freien Atmosphäre mit Hilfe aus dem Flugzeug gestarteter Schwebeballone. Veröffentlichungen des Forsch.-Inst. der RRG. Nr. V S. 70.

4. R. Marquardt: Untersuchungen der Vertikalbewegungen der freien Atmosphäre mittels ausgewogener, aus dem Flugzeug gestarteter Pilotballone über der Hohen Rhön 1931. Beiträge zur Physik der freien Atmosphäre z. Z. im Druck.

Neue Hilfsmittel und Methoden zur Strömungsforschung in großen Höhen der freien Atmosphäre

Von Dr. Paul Duckert, Lindenberg.

Windmessungen durch Verfolgung von mit Wasserstoff gefüllten Gummiballonen mittels Ballontheodoliten, Winmessungen aus dem Zug, den gefesselte Drachen und Ballone auf ihr Halteseil ausüben, sowie Druck-, Temperatur- und Feuchtigkeitsmessungen in verschiedenen Höhen vermittels Meteorographen, die von Flugzeugen, gefesselten Flugkörpern und auch von freifliegenden Registrierballonen in die Höhe getragen werden, das sind die Methoden und Hilfsmittel der instrumentellen Aerologie zur Erforschung der Strömungserscheinungen in der freien Atmosphäre und damit zum Studium der Physik der Atmosphäre. Hinzu kommen natürlich noch zahlreiche Spezialmethoden, unter denen im Hinblick auf die Strömungsforschung besondere Erwähnung die immer stärkere Verwendung von Segelflugzeugen zur wissenschaftlichen Forschung verdient.

Zur Sammlung lückenlosen Materials bei jedem Wetter, aus jeder Höhe und an beliebig gelegenen Orten der Erdatmosphäre reichen diese Methoden leider bei weitem nicht aus. Die Windmessungen mittels Pilotvisierung verlangen wolkenlosen oder doch wenig bedeckten Himmel, um bis in die Stratosphäre hinein Resultate zu geben. Windmessungen mit Hilfe von Fesselaufstiegen erreichen bestenfalls Höhen bis zu 5000—6000 m, wobei in den größten Höhen die Genauigkeit der Methode nicht mehr gerade hinreichend zu nennen ist. So kommt es, daß wir die Strömungsverhältnisse der oberen Troposphäre und der Stratosphäre nur bei wolkenlosem Wetter bisher haben erfassen können. Auch die hierbei gewonnenen Ergebnisse sind noch mit einiger Vorsicht zu behandeln, da die weitaus meisten Visierungen nur durch einfache Visierung unter Annahme konstanter Steiggeschwindigkeiten gemacht sind, außerdem aber, was mir viel wichtiger und von größerem Einfluß zu sein scheint, an der Stratosphäre zweifelsohne optische Strahlenbrechungen auftreten, worauf ich schon häufiger hingewiesen habe, die zu gefälschten, im

allgemeinen zu hohen Windwerten führen müssen. Die Fesselaufstiegsmethode muß sich naturgemäß auf Höhen bis zu 5000—6000 m beschränken, wobei die mittlere Höhe meist erheblich kleiner ist. Ihre Einrichtung erfordert bei Stationen, die allen Ansprüchen gerecht werden sollen, außerdem große Mittel und ihr Betrieb noch größere Erfahrung. Ebenso sind vorläufig Flugzeugmessungen noch an begrenzte Höhen gebunden. Die mit ihnen versuchten Windbestimmungen können nur roh orientierenden Charakter haben. Die Registrierballonmethode setzt die Notwendigkeit voraus, nach vollendetem Aufstieg den Registrierapparat wieder aufzusuchen, d. h. auf dem Meere ist die Methode mit Schwierigkeiten verknüpft, in sehr dünn bevölkerten Gegenden, in Wüstengebieten und in den arktischen und antarktischen Schnee- und Eiszonen ist sie praktisch erfolglos, da ein Wiederauffinden der Apparate dort kaum in Frage kommt. Man kann zwar aus dem Landungsort in Verbindung mit dem Diagramm bei Registrierballonen auch bei wolkigem Wetter Abschätzungen der Höhenwinde gewinnen, aber auch das ist kein Ergebnis, das man als einigermaßen fundiert bezeichnen kann.

Die indirekten Methoden, etwa aus der Schallausbreitung Rückschlüsse auf Temperatur und Wind in größeren Höhen abzuleiten, sind für die unteren Teile der Stratosphäre trotz ihres großen Beobachteraufwandes ebenfalls nicht genau genug.

Wir müssen uns daher eingestehen, daß es an einer Universalmethode, an einem Universalinstrumentarium, leider mangelt. Diese Universalmethode, um tatsächlich an jedem Ort, zu jeder Zeit, bis in möglichst große Höhen Bestimmungen von Wind- und Temperaturverteilung vornehmen zu können, ist eine der dringensten Erfordernisse der modernen Aerologie geworden.

Durch die Entwicklung von Radiometeorographen, auch Radiosonden genannt, sind wir diesem Ziele erheblich nähergekommen. Die Einführung drahtlos telegraphischer Meßmethoden ist als tatsächlich bahnbrechend in dieser Hinsicht anzusehen. Und ich habe die feste Zuversicht, daß die Erreichung des oben umrissenen Zieles nur noch eine Frage der Zeit ist, da wir über die technischen Möglichkeiten hierzu tatsächlich bereits verfügen und es nur noch zäher Energie und, nicht zu vergessen, einiger Geldmittel bedarf, um das Instrument oder die Instrumente den Spezialbedürfnissen der Aerologie noch mehr anzupassen. Der Weg ist durch Laboratoriumsversuche gefunden, es handelt sich darum, ihn jetzt gangbar zu machen.

Im folgenden will ich kurz den Weg skizzieren, den ich zur Annäherung an das anstrebenswerte Ziel gegangen bin und die Erfolge angeben, die bereits erzwungen werden konnten, wobei ich gern mit großem Dank der Förderung der Arbeiten durch Herrn Geheimrat Hergesell und der pekuniären Unterstützung durch die Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft gedenke, die mir zuteil wurde, als sich der von mir beschrittene Weg als richtig erwies.

Fernübertragung der Meßdaten aus Flugkörpern, Einführung von Hochfrequenzmeßmethoden und Anpeilung der Flugkörper vermittels drahtloser Telegraphie, damit ist kurz der äußere Rahmen aller Arbeiten gegeben. Das klingt sehr einfach, und man fragt sich, warum das nicht schon lange alles gemacht wird. Nun, Teile dieses Rahmens sind in der Tat schon recht lange bekannt und versucht worden. Ich erinnere an den holländischen Mechaniker Olland u. a., die bereits 1868 die meteorologischen Meßelemente so umbildeten, daß man ihre Werte mit Draht fernübertragen konnte, ich erinnere an Herath, der 1922 wohl die ersten Peilversuche nach fliegenden Sendern mittels elektromagnetischer Wellen, allerdings noch ohne nennenswerte Ergebnisse durchführte. Ich müßte viele Namen nennen, um die ersten Ansätze, die bewußt oder auch unbewußt zur Erreichung des obengenannten Zieles gemacht wurden, zu kennzeichnen. Die erste Kombination solcher Meßgeräte nach Olland mit modernen drahtlosen Methoden der Fernübertragung schlug vielleicht Moltschanoff 1928 öffentlich vor, ohne offenbar die meisten Vorgänger aus der Zeit der Drahttelegraphie zu kennen. Es blieb aber mehr oder weniger alles bei den Anfängen stehen, weil die Ansprüche, die an die Apparate zu stellen waren, doch recht hohe sind. Man bedenke, daß die Geräte sehr leicht werden sollten, daß sie in ihrem mechanischen Teil trotz Präzisionsansprüchen Temperaturänderungen von $+30$ bis -60^0 gewachsen sein müssen und vieles andere mehr. Nicht zuletzt dürfen ja auch die Meßgenauigkeiten nicht allzusehr hinter den bereits angewendeten rußregistrierenden Methoden zurückstehen.

Ich bin von ganz anderen Gesichtspunkten an die Lösung der Aufgabe herangegangen, die Lösung war quasi das Nebenprodukt anderer Forschungsziele. Für ganz besondere Spezialaufgaben, über die an anderer Stelle berichtet wurde, benötigte ich einen kleinen Meßsender, der durch ein mechanisches Zwischenglied in seiner Frequenz meßbar variiert wurde. In Frage kam für diesen Zweck nur ein selbsterregter Sender in Spannungsteilerschaltung, der zwei Meßelemente kon-

Nachdem auch die Wahl der günstigsten Anoden- und Heizstromquellen lange erhebliches Kopfzerbrechen gekostet hat, wurden die oben abgebildeten Spezialtypen gewählt, deren Kapazität so bemessen ist, daß ein 2—3stündiger einwandfreier Betrieb gewährleistet ist. Die Batterien sind in einfacher Zellstoffverpackung so kältebeständig, daß

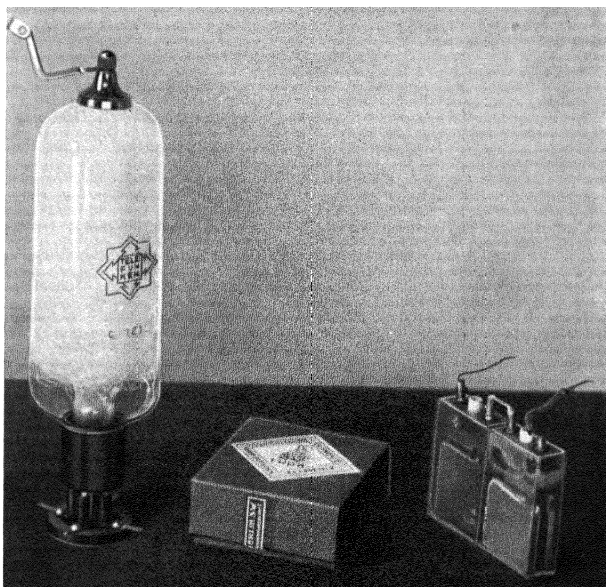


Abb. 1. Meßsender in Spannungsteilerschaltung mit Batterien.

sie den Stratosphärentemperaturen von etwa —65° gewachsen sind, um über 1 Stunde selbst in dieser Temperatur einwandfrei zu arbeiten. Gegen die hierbei vorkommenden Spannungserniedrigungen sind die Sender frequenzunabhängig zu nennen in Anbetracht der diese kleinen Größen erheblich übersteigenden gewollten Beeinflussungen durch die ihnen aufgedrückten Temperaturänderungen, die mechanisch bedingt werden.

Damit war der erste Schritt zum Radiosondenbau gegeben. Für jeden irgendwie gestalteten Apparat standen Standardsendertypen

zur Verfügung, die allen Anforderungen auf das beste gewachsen waren.

Für die Ausbildung des meteorologischen Zusatzgerätes waren drei Wege grundsätzlich schon aus der Zeit der Drahtübertragung von meteorologischen Meßgrößen bekannt. Bei dem ersten tastet ein durch eine Präzisionsuhr angetriebener Zeiger die auf einem Kreisumfang in Richtung des Umfanges sich bewegenden Zeiger der meteorologischen Meßinstrumente nacheinander ab, benutzt also eine möglichst exakte Zeitmessung als Meßeinheit für die Anzeigewerte. Modifikationen bestanden darin, daß die Zeiger auf einer Zylinderfläche spielten und ihre Höhe durch Drehung des eine Schraubenlinie und eine Nullmarke tragenden Zylinders in Zeitdifferenzen umgewandelt wurde, die wieder der Messung zugänglich gemacht waren. Präzisionsuhren, die bei starken Temperatur- und Feuchtigkeitsänderungen trotzdem auf Bruchteile von $^1/_{10}$ Sekunden exakt laufen, sind das unbedingte Erfordernis zu dieser Methode. Leider ist gerade dieses Erfordernis, gepaart mit sehr geringem Gewicht und schnellem Umlauf, bis heute noch nicht einwandfrei gelöst worden, obwohl bemerkenswerte Ansätze dazu vorhanden sind. Die zweite Methode benutzt die gleiche Art der Abtastung, ersetzt aber die Zeitsekunden durch eine andere Art der Messung von Bruchteilen von Umläufen des Tastzeigers bzw. der Zylindertrommel. Zwangsläufig gesteuerte Einzelkontakte bilden den Ersatz für die Zeitmarkierung. Man ist dadurch unabhängig von der Innehaltung präziser Umlaufsgeschwindigkeiten geworden, kann allerdings die Methoden der Bildübertragung durch synchronlaufende Uhrwerke nicht mehr anwenden, die die erste Methode ermöglichen würde. Der dritte Weg besteht darin, daß die meteorologischen Meßelemente selbst für kurze aufeinanderfolgende Intervalle ihrer Meßeinheiten die verschiedensten Morsezeichengeräte zu steuern gestatten oder nach Erreichung bestimmter Eichwerte feste Signale geben, die dann durch die Sender zu übertragen wären. Das würde sich also so auswirken, daß etwa auf die Temperatur als

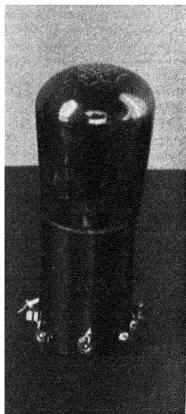


Abb. 2. Quarzgesteuerter Kleinsender.

Beispiel bezogen bei Temperaturen von 16,0—16,9 der Buchstabe e gefunkt wird, von 17,0—17,9 der Buchstabe i ausgestrahlt wird und so weiter, wobei natürlich bald gewisse Gruppen sich wiederholen dürfen, ohne Verwechslungen befürchten zu lassen. Bei stetiger veränderlichen Elementen, wie also dem Druck bei einem aerologischen Aufstieg kann es genügen, etwa nach Änderung des Luftdruckes um beispielsweise 50 mm Hg je eine kurze Signalgruppe auszusenden.

Gewöhnlich werden die mechanischen Ausführungen solcher Konstruktionen aber recht empfindlich, schwer im Gewicht und teuer, wenn sie wirklich einwandfrei arbeiten sollen. Am aussichtsreichsten wird noch die Methode I mit ihrer genannten Variation des Abtastens durch einen drehbaren Zylinder sein, wenn die Uhrfrage sich befriedigend lösen läßt. Modelle hierzu habe ich bei den Askaniawerken bauen lassen.

Während bei all den genannten Methoden auf die Eigenart der Aufstiegstechnik kaum Rücksicht genommen wurde, habe ich speziell für das Radiosondengerät, das am Registrierballon Verwendung finden soll, folgende Tatsachen besonders berücksichtigt und der Konstruktion zugrunde gelegt:

Der Ballon steigt mit einer sich nur sehr stetig ändernden Geschwindigkeit, es genügt also nach bestimmten Druckänderungen Marken zu machen, die die mittlere Steiggeschwindigkeit in der Zeit zwischen je zwei Druckmarken abzuleiten gestattet.

Der Ballon steigt andererseits so schnell mit etwa 5—6 m/s, die nach oben auf beinahe 10 m/s zunehmen kann, so daß also jedes Element, das sprunghaften Änderungen unterworfen ist, wie dies hauptsächlich bei der Temperatur der Fall ist, bei Abtastung in größeren Zeitintervallen, beispielsweise 20 Sekunden, stark verzerrt aufgezeichnet werden würde, da Inversionen, Isothermien und kleine Gradienänderungen hierdurch nicht richtig erfaßt werden können. Diese Elemente sollten also am besten kontinuierlich erfaßt werden können.

Die Feuchtigkeitsaufzeichnungen durch Haarhygrometer verlieren in Höhen über 10 km ihren Sinn und sind schon vorher mit so vielen Fehlern behaftet, daß man zugunsten von Leichtigkeit, Billigkeit und Einfachheit der Bedienung der Anlage auf ihre Messung zunächst verzichten kann. Ich habe aber auch hier bereits Modelle bauen lassen, die die Feuchtigkeit mit zu registrieren gestatten.

Die von mir konstruierte und seit längerer Zeit von der Firma Telefunken fabrikationsmäßig hergestellte Radiosonde (Spez. 687 S II), die eben speziell für schnelle Hochaufstiege in die Stratosphäre

gebaut ist, überträgt daher die Temperatur in jedem Zeitpunkt kontinuierlich, verzichtet aus den oben genannten Gründen bewußt auf eine Feuchtigkeitsmessung und gibt nur etwa alle 35—40 mm Quecksilber-Druckänderung eine Kontrollmarke für den jeweiligen Luftdruck. In der Abb. 3 ist eine solche Sonde ohne Schutzgehäuse dargestellt. Die Wellenlänge λ des Meßsenders a wird durch die Kapazität eines kleinen Meßkondensators bestimmt, der in dem mit Paraffinöl gefüllten Hartgummigefäß b angeordnet ist. Die bewegliche Platte dieses Meßkondensators wird durch ein in dem Srahlungsschutzrohr c angeordnetes Bimetallthermometer d gesteuert. Die Druckübertragung wird so bewirkt, daß der Anodenstrom des Senders über das Kontaktradsystem e fließt. Das untere der beiden Räder, ein stark vergoldetes Messingrad, besitzt eine große Zahl von Unterbrechungen. Das Bourdonrohr f dreht vermittels der kleinen Barometerkette, die um die Achse, welche das Kantaktrad trägt, gelegt ist, dieses Kontaktrad und unterbricht so bei genau definierten Drucken für kurze Zeit den Sender. Antenne und Gegengewicht werden in Form eines vertikalen Dipols an den Punkten g und h zugeführt. Der Antennendraht bei g dient gleichzeitig zur Aufhängung der Sonde am Registrierballon. Der Unterbringung der Batterien dient endlich der Batteriehalter i, der an der Sonde befestigt ist. Bemerkenswert ist, daß eine Anodenspannung von nur 30 Volt für den Betrieb vollkommen ausreicht. Abb. 4 stellt das gleiche Gerät mit dem Aluminium-Schutzgehäuse k dar, durch dessen Celluloidfenster l das Kontaktsystem sichtbar bleibt. In neuerer Zeit sind die Schutzgehäuse vollständig aus Celluloid gebaut. Das Gewicht der Sonde mit Batterien und Antenne beläuft sich nicht ganz auf 1000 g.

Die Messung geschieht am Erdboden vermittels eines Spezialkurzwellenempfängers (Spez. 566 H) der Firma Telefunken. Dieser trägt parallel zu seinem Abstimmkondensator einen zweiten den Meßkondensator, dessen 100teilige Skala direkt in Temperaturen geeicht werden kann. Einem Grad dieser Teilung entspricht sehr genau 1° Celsius Temperatur. Nachdem diese Meßskala auf den Bodentemperaturwert zur Zeit des Aufstiegs eingestellt ist, wird der Empfänger vermittels seiner anderen Abstimmittel auf die Sonde abgestimmt, wobei darauf zu achten ist, daß ein möglichst tiefer Überlagerungston zu hören sein muß. Danach wird die Abstimmung während des Aufstiegs nur noch durch den Meßkondensator vorgenommen, dessen Ablesung sofort und in jedem Augenblick ein Maß

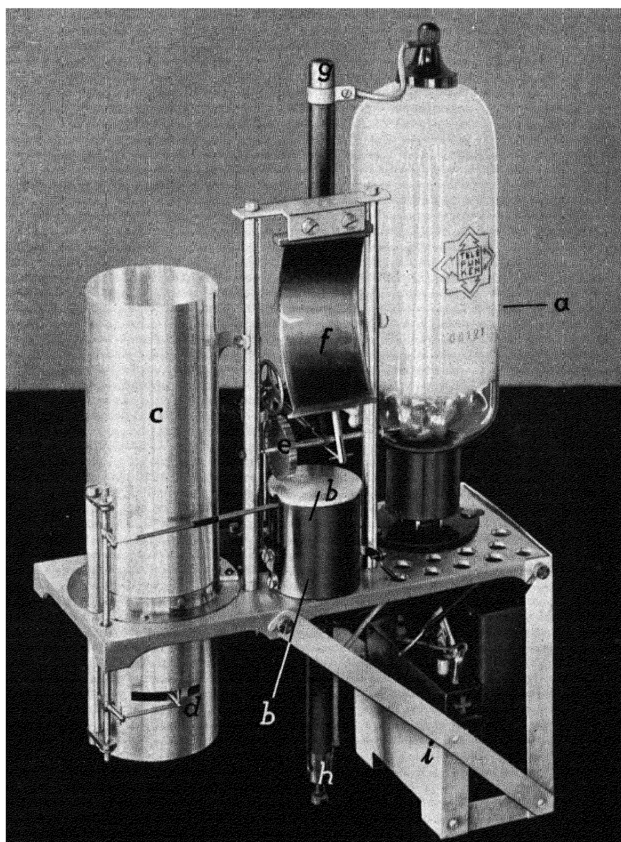


Abb. 3. Radiosonde Duckert-Telefunken ohne Schutzkappe mit Batterien.

für die jeweils am Ort der Radiosonde herrschende Temperatur ist. Diese Temperaturen und die kurzen Senderunterbrechungen durch das Druckanzeigesystem werden als Funktion der Zeit notiert und der Aufstieg dann in bekannter Weise ausgewertet.

Die allgemein benutzten Wellenlängen liegen zwischen 42 m und 50 m.

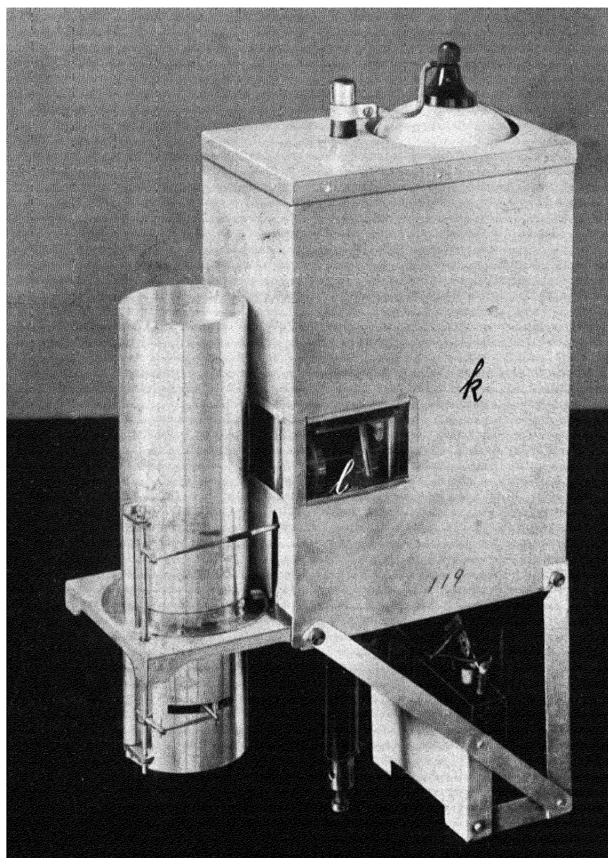


Abb. 4. Modell der Radiosonde Duckert-Telefunken mit Schutzhaube.

Für die Windmessung durch Anpeilung des Ballons vermittels Kurzwellenpeilgerätes ist nun diese Wellenlänge nicht gerade besonders geeignet. Man kann aber nicht sagen, daß die Peilung auf diesem Wellenbereich ausgeschlossen ist. Durch sehr umfangreiche Anordnungen am Peiler ist es in der Tat möglich, den Störenfried der Peilung, die an der Heavisideschicht reflektierten Wellenzüge,

auszuschalten. Der Aufwand ist aber so groß, daß aus rein pekuniären Gründen davon Abstand genommen werden muß.

Zwei Auswege sind versucht worden. Der eine besteht darin, die Wellenlänge auf etwa 150 m zu vergrößern. Der Erfolg war nicht gerade sehr ermutigend, da hierbei die Sendeenergie ganz erheblich vergrößert werden muß, um zu hinreichend scharfen brauchbaren Minima zu kommen. Ich bin daher den umgekehrten Weg gegangen und habe die Wellenlänge noch weiter auf etwa 5—6 m verkleinert. Hierbei liegen die Verhältnisse ungleich günstiger. Entsprechende Geräte sind schon vor einigen Wochen praktisch erprobt worden. Allerdings mußte zunächst noch von einer Vereinigung der Temperaturmeßgeräte mit den Windmeßgeräten Abstand genommen werden. Auch diese Vereinigung wird aber in Kürze gelungen sein, so daß ein Universalgerät der oben verlangten Art zur Verfügung steht.

Nun kurz noch Einiges über die Erfahrungen in der Praxis. Die Temperaturmeßsonden haben jetzt eine längere Erprobungszeit hinter sich. Vergleiche mit anderen rußregistrierenden Methoden haben stattgefunden. Die Sonde ist auch nicht mehr allein von mir in Lindenberg benutzt worden, sondern von einer Schiffstation aus, die sich in der Nähe von Tromsö auf einer Spitzbergenfahrt befand. Herr Dr. Frankenberger von der Deutschen Seewarte in Hamburg, der im Rahmen einer Expedition von Prof. Wigand diese Messungen im Herbst 1931 an Bord der Monte Rosa ausführte, äußerte sich über den Erfolg außerordentlich günstig, den er mit diesen Radiosonden Duckert-Telefunken erzielen konnte, so daß man heute sagen kann, daß das Gerät seine Feuerprobe gut bestanden hat und den ersten brauchbaren Grundstock zur weiteren Entwicklung von Universalgeräten zur Erforschung der freien Atmosphäre an beliebigen Stellen der Erdoberfläche abgeben kann.

Inzwischen haben im Rahmen des Internationalen Polarjahrs 1932/33 eine große Zahl von Gelehrten mit dem Gerät gearbeitet. Zur wissenschaftlichen Vorbereitung des Balbo-Geschwader Fluges benutzte weiter Dr. Baumann eine größere Anzahl von diesen Geräten auf Grönland. Mit ganz wenigen Ausnahmen haben alle Geräte zur Zufriedenheit der Benutzer gearbeitet.

Ihnen allen danke ich für die Anregungen, die aus dem Gebrauch unter schwierigen Umständen entstanden sind. Besonderer Dank aber gebührt der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft für die Unterstützung meiner Arbeiten.

Untersuchungen von Strömungseinflüssen für die Anzeigen meteorologischer und aerologischer Meß-instrumente

Von Dr. Paul Duckert, Lindenberg.

In der meteorologischen Literatur finden sich sehr häufig Hinweise dahingehend, daß eine Reihe von Meß- und Registriergeräten der meteorologischen und aerologischen Praxis in ihrer Anzeigegenauigkeit und auch, was noch schwerwiegender ist, in ihren Meßwerten durch größere Windgeschwindigkeiten oder durch die Fortbewegung der Apparatur mit größeren Geschwindigkeiten in der Atmosphäre wie etwa am Flugzeug ungünstig beeinflußt werden. Diese Behauptungen sind zum Teil berechtigt und ja auch rein theoretisch durchaus begründet. Zu einem anderen Teil sind ihre Einflüsse aber doch weit geringer, als sie nach den Publikationen erscheinen mögen. Im allgemeinen wird viel zu wenig berücksichtigt, in welchem Verhältnis die theoretisch bedingten Fehler zu der wahren Meßgenauigkeit der Apparate selbst stehen. Nur zu leicht dienen solche Erörterungen dann dazu, Unstimmigkeiten innerhalb verschiedener Meßmethoden auf solche natürlich dann plausibel erscheinende Art zu erklären, obgleich die Praxis uns meist eines besseren belehrt.

Anläßlich anderer Arbeiten hatte ich schon häufiger Gelegenheit, Abschätzungen solcher Fehler in ihren Größenordnungen meßtechnisch vorzunehmen. An anderen Stellen habe ich auch gelegentlich auf das eine oder andere Ergebnis in dieser Richtung hingewiesen und auch die ersten rohen Versuchsbedingungen dafür angegeben.

In ein entscheidendes Stadium konnten diese Untersuchungen aber erst treten, nachdem die Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft in dankenswerter Weise die Mittel für die Aufstellung eines größeren für solche Studien geeigneten Windkanals mit hinreichend großem

Meßquerschnitt am Aeronautischen Observatorium Lindenberg zur Verfügung gestellt hatte, so daß auch wirklich Apparatestudien in relativ zum Apparat bewegter Luft vorgenommen werden konnten, und vor allem hierbei größere Geschwindigkeiten zur Verfügung standen, bei denen solche Fehler dann auf Größenordnungen gebracht werden konnten, die einer Messung leicht zugänglich waren. Alle solche Fehler wachsen ja mit dem Quadrat der Geschwindigkeit an.

Ehe ich auf einige Ergebnisse eingehe, die in diesem Zusammenhang besonders wichtige Streitfragen der aerologischen Meßtechnik behandeln, will ich hier kurz eine Beschreibung der Windkanalanlage geben, in der die Versuche gemacht worden sind.

Die Bedingungen, die die meteorologisch möglichst allgemeine Verwendbarkeit eines solchen Windkanals sichern sollten, waren:

1. das Vorhandensein einer möglichst geräumigen Meßstrecke, damit die zu untersuchenden Instrumente die allgemeine Strömung im Kanal nur unwesentlich beeinflussen können,

2. die Erreichbarkeit von Maximalgeschwindigkeiten in der Strömung, die der Größenordnung nach nahe gleich der Flugzeuggeschwindigkeiten sind, damit auch die an den meteorologischen Forschungsflugzeugen benutzten Instrumente in naturähnlichen Verhältnissen und unter wirklich auftretenden Bedingungen untersucht werden können,

3. die Einstellungsmöglichkeit jeder beliebigen Strömungsgeschwindigkeit, damit auch kritische Geschwindigkeiten evtl. genau reproduziert werden können, und

4. die Schaffung der Möglichkeit, die Windgeschwindigkeit schnell und gegebenenfalls kontinuierlich periodisch verändern zu können.

Diese Bedingungen konnten in der Lindenberger Kanalanlage, deren Aufbau ich mit tatkräftiger Unterstützung von Herrn Dr. Wenk vornehmen konnte, mit großer Annäherung erreicht werden. Der Kanal erhielt eine Meßstrecke von 1 m Länge und einem Querschnitt von 1,2 qm, der als Achteck ausgebaut ist. Die erreichbare Maximalgeschwindigkeit beträgt ungefähr 42 m/sec, sie ist kontinuierlich in drei Bereichen bis auf etwa 0,2 m/sec herunterzuregulieren. In allen drei Bereichen ist es möglich, den gesamten Geschwindigkeitsbereich innerhalb 1,5 sec zu durchlaufen.

Die Figur 1 stellt den Grundriß des Kanals dar, aus dem die Formgebung und Wirkungsweise ersichtlich ist. Der Einströmteil der

Düse hat einen Querschnitt von 4,75 qm erhalten, der neuerdings durch Einbau eines Gittergleichrichters etwas, aber unwesentlich, verkleinert worden ist. Hinter der sich direkt anschließenden Meßstrecke ist ein 2,2 m langer Diffusor eingebaut, der den Zweck hat, die kinetische Energie wenigstens zum Teil wieder zurückzugewinnen und vor allem die Geschwindigkeit des Luftstromes am Propeller

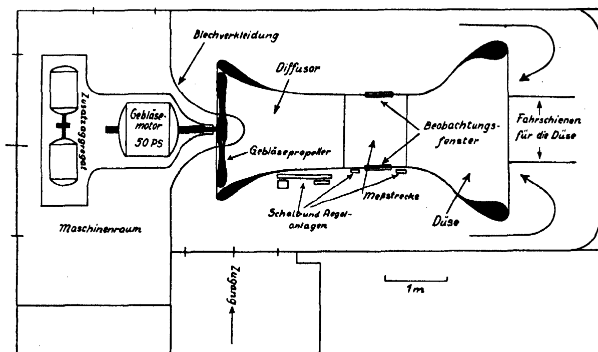


Fig. 1.

möglichst zu verkleinern. Der Querschnitt des Diffusors am Propeller ist nach Abzug der durch die Propellernabe bedingten Querschnittsverkleinerung noch 2,4 qm. Der Rückstromraum selbst, in dem sich nur der Beobachter und die kleine Schaltanlage selbst befinden, hat einen weitesten Querschnitt von 11 qm und einen, leider durch die Enge des Aufstellungsraumes bedingten, engsten Querschnitt von 5,3 qm erhalten. Am Beobachtungsstand, der Stelle des weitesten Querschnitts herrscht somit nur etwa $^1/_9$ der Strömungsgeschwindigkeit in der Meßstrecke des Kanals. Um die Meßstrecke für den Einbau der zu untersuchenden Instrumente zugänglich zu erhalten, ist die Düse auf den in der Fig. 1 angedeuteten Schienen fahrbar angeordnet.

Die besonders günstige und äußerste Variabilität der Strömungsgeschwindigkeit gewährleistende Motorenanlage von 60 PS Leistung ist der bekannten Leonardschaltung angepaßt. Wegen der hier nicht weiter interessierenden Einzelheiten verweise ich auf meine genauere Beschreibung der Anlage im „Tätigkeitsbericht des Preußischen Meteorologischen Instituts Berlin im Jahre 1932“. Die Messung der

Strömungsgeschwindigkeit erfolgte erstmalig mit Prandtl Düsen in Verbindung mit einem Wassersäulenmminimeter der Askaniawerke AG. (Ablesegenauigkeit 0,001 mm Wassersäule), das mir liebenswürdigerweise von dem Werk zur Verfügung gestellt war. Für die

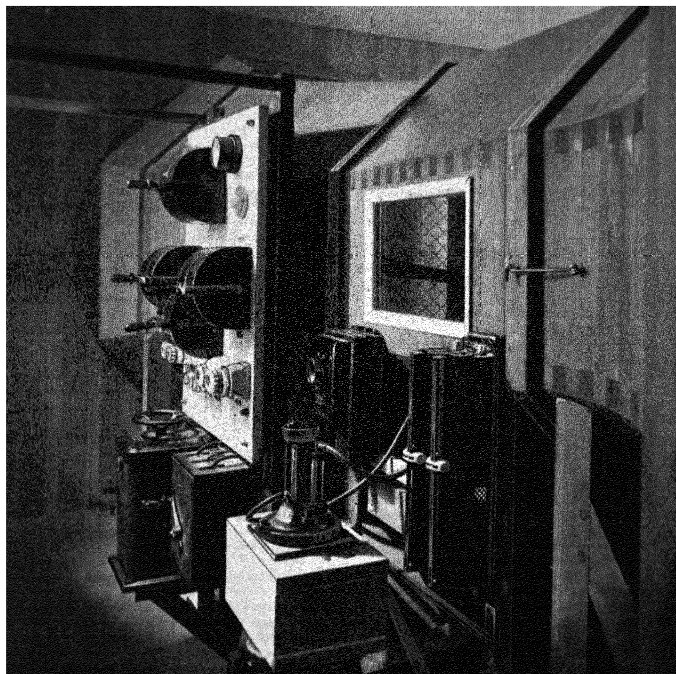


Fig. 2.

laufenden Untersuchungen ist der Einbau eines kleinen Generators vorgesehen, der zwangläufig mit der Propellerachse gekuppelt ist. Ein Voltmeter gestattet dann die vom Generator erzeugte Spannung zu messen, die eine einfache Funktion der Drehzahl des Generators ist; es kann daher direkt in m/sec Strömungsgeschwindigkeit geeicht werden. Der Propeller ist ein von Herrn Dr. Achenbach, Berlin, entworfener Vierflügler. Der weiteren Veranschaulichung der

Anlage möge die Figur 2 dienen, die eine seitliche Photographie des Kanales aus dem Rückstromraum mit besonderem Blick auf die Schalt- und Meßanlage darstellt.

Zwei Eigenschaften des Kanals, die unvermeidbar, aber nicht störend sind, sollen hier vorweg erwähnt werden, da ihre Nichtbeachtung Trugschlüsse auf die Messungen zulassen würde. Obwohl sie eigentlich selbstverständlich sind, findet man sie doch gelegentlich in der Literatur nicht berücksichtigt. Ihre besondere Hervorhebung mag daher gerechtfertigt erscheinen.

1. In der Meßstrecke des Kanals muß im Betrieb ein Unterdruck gegenüber einem nicht durchströmten Vergleichsraum auftreten. Seine Größe ergibt sich bei unserer Ausführung zum 1,36fachen Wert des jeweiligen Staudrucks der Strömung.

2. Die Luft im Versuchsraum wird im Betrieb erwärmt. Auch diese Erwärmung ist durchaus nicht so unerheblich, wie man auf den ersten Blick meinen möchte, besonders wenn mit höheren Strömungsgeschwindigkeiten experimentiert wird. Während bei einer Strömung von 27 m/sec die Erwärmung pro Minute nur etwa 0,15° beträgt, steigt sie bei 37 m/sec Geschwindigkeit bereits auf 2,4° pro Minute an.

Eines der Probleme, deren Untersuchung durch Messungen in diesem Kanal erheblich gefördert wurde, ist die Frage nach der Vergleichbarkeit der aerologischen Messungen, die mit Hilfe verschiedener Flugkörper gewonnen werden. Es ist an sich auffallend, daß die publizierten Werte der aerologischen Messungen der aerologischen Flugstellen mit denen der Drachenaufstiegsstellen und denen der Ballon- und Registrierballonaufstiegsstellen wenig schön übereinstimmen. In der Literatur sind diese Unterschiede sehr häufig kritisiert worden und man hat Erklärungen hierfür gesucht, die die Unterschiede weniger auf durch die große Entfernungen der Aufstiegsstellen bedingte tatsächlichen anderen Aufbau der Atmosphäre und auch auf die unterschiedliche Behandlung der Meßapparaturen zurückführten, sondern auch vielfach die starken Unterschiede der Geschwindigkeiten, mit denen die Apparate durch die zu untersuchenden Luftmassen bewegt werden, allein dafür verantwortlich gemacht. Auch vergleichende Untersuchungen in dieser Richtung im Windkanal, die von anderen Autoren angestellt wurden, wurden so gedeutet, daß Unterdruckstörungen in den Meteoro-

graphen und mechanische Deformationen der Thermometerkörper bei stärkeren Ventilationsgeschwindigkeiten allein verantwortlich seien für die mannigfaltigen Unterschiede, die mit den Apparaten erzielt wurden. Zum Unterschied hiervon war bei Messungen und Vergleichsaufstiegen, die von Dr. W. Kopp, Lindenberg, zwischen Flugzeug, Drachen und Registrierballonen angestellt waren, ein wesentlicher Unterschied der Anzeigen, wie sie etwa außerhalb der zu erwartenden Ablesegenauigkeit der Apparaturen gelegen wären, nicht festgestellt worden. Das Vorhandensein des Windkanals gab mir nun Gelegenheit einmal die verwendeten verschiedenen Geräte bei verschiedenen Strömungsgeschwindigkeiten zu untersuchen, um die dadurch bedingten Einflüsse genau zu erfassen, während Dr. Kopp die Geräte dann im Flugkörper zu Vergleichsmessungen verwendete, bei denen die Anzeigegenauigkeiten so extrem wie irgend möglich gesteigert worden waren.

Die Frage nach einer im Apparateaufbau bedingten Druckverfälschung der Barometeranzeige in Abhängigkeit von der Strömungsgeschwindigkeit kommt darauf hinaus, zu untersuchen, inwieweit der statische Druck im Innern der Apparatur in unmittelbarer Nähe des druckempfindlichen Meßorgans geändert wird gegenüber dem statischen Druck in der ungestörten Strömung. Das ist aber eine relativ leicht zu untersuchende Frage, bei der zudem die Differenz der beiden statischen Drucke durch ein Wassersäulenminimeter bedeutend genauer ermittelt werden kann, als es die barometrische Druckmessung mit den in den Meteorographen eingebauten Vididosen oder Bourdonröhren jemals ermöglichen würde. Ich habe zu diesem Zweck eine statische Sonde im Innern der zu untersuchenden Meteorographen angebracht und die Druckdifferenz gegenüber dem durch den Ringschlitz eines Prandtlrohrs abgenommenen statischen Druck der ungestörten Strömung im Kanal bestimmt. Hierdurch wird man gleichzeitig von der oben zur Beachtung empfohlenen Druckstörung im geschlossenen Windkanal vollkommen frei, die bei einer Strömungsgeschwindigkeit von 35 m/sec immerhin schon über 8 mm Hg im Sinne eines Unterdruckes ausmacht und bei der Registrierung durch das Vidirohr im Kanal selbstverständlich mitangezeigt wird. Meine Ergebnisse waren kurz gesagt folgende: In den üblichen Flugzeugmeteorographen tritt im Windkanal eine Störung im Sinne eines Unterdruckes auf, deren Größe bei den umgebauten Marvinapparaten, die an der Flugstelle Tempelhof von Kopp vorwiegend

benutzt wurden, gleich dem 0,21fachen des auftretenden Staudrucks ist, also bei der beim Steigflug etwa erreichten Fluggeuggeschwindigkeit von 130 km/h 1,3 mm Hg beträgt, wenn das Gerät in der normalen Gebrauchslage angeströmt wird. In der ungünstigsten Lage, die bei dem Gerät überhaupt möglich ist, kann der Störeffekt um fast genau 50% größer ausfallen. Bei den Bosch-Flugzeug-Apparaten ist die Störung gleich dem 0,32fachen Staudruck in der normalen Gebrauchslage gegenüber dem 0,37fachen in der ungünstigsten und dem 0,17fachen in der günstigsten Anblasrichtung. Bei der Verwendung im Flugzeug selbst kommt hierzu nun noch die Druckverfälschung durch die Tragdeckstörung der Strömung. Diese Störung ergibt sich unter dem Tragdeck der seinerzeit viel verwendeten Junkersmaschine A 20 an dem Ort der Meteorographanbringung, wie sie in Tempelhof üblich war, zu dem 0,15fachen des Staudrucks im Sinne eines Überdrucks, so daß also Apparateffekt und Tragdeckeffekt sich zum Teil aufheben. Man kann also aus diesen Messungen ableiten, daß bei Verwendung der üblichen Meteorographen unterhalb des Tragdecks von Eindeckern bei den gewöhnlichen Steigflügen die Störung weit unterhalb der mit Bourdonröhren und Vidibosen in Flugzeugmeteorographen erzielbaren Meßgenauigkeiten liegt, daß sie auf jeden Fall 10–15% des auftretenden Staudruckes nicht übersteigt. Etwas anderes ist es, wenn die Messung bei sehr raschen Sturzflügen durchgeführt werden und womöglich der Apparat über dem Tragdeck befestigt worden ist, so daß sich die Störeffekte addieren. Dann allerdings ist es bei Geschwindigkeiten von etwa 300 km/h durchaus möglich, Störungen des Betrages von 10 mm Hg und mehr zu erhalten. Dieser in der aerologischen Praxis aber nicht übliche Fall kann aus unseren Betrachtungen herausgelassen werden. Man sieht aus den Messungen auch, daß Schiebeflüge auf die Meteorographenanzeigen nur Unterschiede ebenfalls sehr geringer Größenordnung hervorrufen können, die ebenfalls unterhalb der Beobachtungsgenauigkeit liegen.

Bei den im Kanal untersuchten Drachenmeteorographen liegen die Verhältnisse ganz ähnlich. Hier sind die Störeffekte zwar größer, aber auch hier liegen die Apparatestörungen bei den verschiedenen Geräten nur zwischen dem 0,23- und 0,39fachen des jeweils auftretenden Staudrucks. Bei den meist wesentlich geringeren Relativgeschwindigkeiten zwischen Drachen und Windbewegung machen diese Störungen nichts auf die Anzeige aus. Allerdings fällt hier

die Schwankungsamplitude der Störung bei seitlichem Anblasen stärker ins Gewicht, weil bei diesen Geräten in der Konstruktion der Apparatehülle auf vollendete aerodynamische Formgebung vom Konstrukteur weniger Wert gelegt worden ist. Die Schwankungen können bei extrem ungünstigen Anblasrichtungen auf den 0,56- bis 0,68fachen Wert des Staudrucks ansteigen. Bei den gelegentlich durch Instabilität eines Drachens vorkommenden seitlichen Sturzflügen ergeben sich daher Störungen, die ganz erheblich merkbar werden können und sich auch in den Registrierungen andeuten. Da aber solche Ausnahmen in der Registrierung erkennbar sind und sie nicht zur Auswertung herangezogen werden, kann man ihre Fehler außerhalb einer Diskussion lassen. Bei Ballon- und Registrierballonaufstiegen sind die auftretenden Relativgeschwindigkeiten zu klein, als daß sie dynamische Druckverfälschungen erzeugen könnten, wie ich durch Messungen belegen konnte.

Eine größere Reihe von Messungen im Kanal wurden der Frage gewidmet, wie sich die Thermometer (Bimetallthermometer) in den Meteorographen verhalten und zwar einerseits hinsichtlich etwaiger mechanischer Verbiegungen durch den Ventilationsstrom und wie sich andererseits verschiedene Ventilationsgeschwindigkeiten auf die Anzeige und Auswertung auswirken. Frühere Untersuchungen hatten gezeigt (Kopp), daß besondere Thermometerformen, zum Beispiel langgestreckte Bimetallstreifen, durch den Strömungsdruck Deformationen erlitten, die recht erhebliche Beträge erreichen konnten. Außer in Dracheninstrumenten verwendet man diese Form aber kaum noch. Bei den sonst üblichen ringförmig angeordneten Bimetallen mit seitlicher Anblasrichtung ist ein solcher Effekt nicht zu erwarten. Ich habe eine Reihe von Apparaten im Kanal daraufhin untersucht und feststellen können, daß nur bei ganz besonders ungünstigen Anblasbedingungen, die in der aerologischen Praxis nicht vorkommen können, Temperaturstörungen durch Deformation der Bimetalle von der Größenordnung von etwa 1,5—1,8^{0} auftreten. Bei den normalen Anblasrichtungen bleiben die Fehler unterhalb von 0,3^{0}. Alle diese Werte sind bezogen auf Strömungsgeschwindigkeiten von der Größenordnung 35 m/sec, also bei Flugzeuggeschwindigkeiten. Bei den Drachenapparaten allerdings, die vorwiegend noch die Flachthermometer verwenden, können bei hohen Strömungsgeschwindigkeiten Deformationen im Sinne eines Tragdeckeffektes auftreten, die 2—3^{0} ausmachen. Hier müßte man daher

wohl doch dazu übergehen, daß diese Thermometerformen, ganz aus der aerologischen Praxis verschwinden. Ganz besonders ungünstig wirkt sich der Strömungsdruck aber auf die Ringthermometer dann aus, wenn sie, wie in einigen ausländischen Meteorographenkonstruktionen, so eingebaut sind, daß der Luftstrom nicht in Richtung der Zylinderachse auf sie trifft. Bei diesen Konstruktionen kann schon bei Strömungsgeschwindigkeiten von 10 m/sec kaum noch von einer Messung gesprochen werden. Diese Konstruktionen stellen allerdings Seltenheiten dar, so daß sie nicht als normal anzusehen sind und daher nicht diskutiert zu werden brauchen. Nicht unerwähnt darf aber bleiben, daß in den relativ engen Ventilationsschachten der Meteorographen die Strömungsgeschwindigkeit ein gewisses Maß kaum übersteigt. Bei Außengeschwindigkeiten der Strömung von 40 m/sec habe ich im ungünstigten Fall 13,5 m/sec Geschwindigkeit in den Ventilationsschachten gemessen.

Der Einfluß der Ventilationsgeschwindigkeit auf die Halbwertszeit der Thermometeranzeige wurde außerordentlich eingehend untersucht. Als neu und hier allein interessant kann ich darauf hinweisen, daß die Halbwertszeit sich mit höheren Ventilationsgeschwindigkeiten kaum noch wesentlich zu ändern vermag. Die Abhängigkeit zwischen Ventilationsgeschwindigkeit und Halbwertszeit nähert sich asymptotisch einem Grenzwert, der bei den in Registrierballonen verwendeten 0,3 mm starken Bimetallen schon bei etwa 5 m/sec und bei anderen 0,5 mm starken Bimetallen bei etwa 7 m/sec Ventilation erreicht wird, so daß also in dieser Beziehung kaum eine Abhängigkeit bei den gewöhnlichen Aufstiegen wirksam wird. Dieses asymptotische Aussehen der Abhängigkeit wird noch dadurch verstärkt, daß wie oben erwähnt, die Ventilationsgeschwindigkeit in den Ventilationsschachten ebenfalls asymptotisch einem Maximum zusteht, der auch bei weiterer Außengeschwindigkeit nicht überschritten wird.

Ich habe mich im vorstehenden auf die Wiedergabe der Ergebnisse von Messungen an Meteorographen beschränkt und werde andere nicht weniger wesentliche Untersuchungen in einer zweiten späteren Mitteilung veröffentlichen.

Zusammenfassend kann man aus diesen Messungen schließen, daß bei den allgemein üblichen Apparaturen die Fehler, die allgemein der hohen Strömungsgeschwindigkeit zur Last geschrieben werden,

relativ klein sind, daß sie auf jeden Fall unterhalb der Grenzen liegen, die durch die Ablesegenauigkeit und andere viel schlimmer sich auswirkende Fehler bedingt sind, die in der ungleichen Vorbehandlung und Eichung sowie der verschiedenen Auswertung begründet liegen. Nicht hinreichende Berücksichtigung der Hystereseeffekte und Temperaturkorrektionen der Bourdonrohr- und Vidìdosenanzeiger machen auf jeden Fall viel mehr aus.

Zum Schluß sei der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft für das bereitwillige Eingehen auf meine Wünsche bei der Kreditgewährung für die Kanalanlage mein verbindlichster Dank ausgesprochen.

Messungen der Verdunstung vom Erdboden

Nach gemeinsamen Versuchen mit Prof. Dr. J. Bartels in Eberswalde bearbeitet

Von Reg.-Baurat Dr. W. Friedrich, Berlin.

Seit mehr als einem Jahrhundert beobachtet man den Niederschlag, und das sehr reichhaltige Beobachtungsmaterial vermittelt uns eine ziemlich weitgehende Kenntnis von dem jährlichen Gang und der flächenhaften Verteilung dieses Elements. Was aber aus den Niederschlägen wird, sobald sie den Erdboden erreicht haben, zu welchem Teil sie fast unmittelbar als Verdunstung in die Atmosphäre zurückkehren, wieviel davon für kürzere oder längere Zeit im Erdboden in Form von Grundwasser oder Bodenfeuchtigkeit aufgespeichert wird, ist großenteils zahlenmäßig noch nicht hinreichend geklärt. An der Klärung dieser Fragen hat nicht nur die Meteorologie, sondern in weit größerem Maße die Gewässerkunde und die landwirtschaftliche Forschung Interesse.

Bei den gewässerkundlichen Untersuchungen, die der Errichtung von Wasserbauten und Wasserversorgungsanlagen vorangehen, muß man sich in den meisten Fällen ein Bild von dem Wasserhaushalt des zu bearbeitenden Gebiets machen. Die Niederschläge sind im allgemeinen bekannt; mit hinreichender Genauigkeit ist dies jedenfalls meist im Flachlande der Fall, während im Mittel- und Hochgebirge ihre Feststellung schon auf Schwierigkeiten stößt. Auch die Abflußmengen der Wasserläufe lassen sich meist ausreichend genau feststellen. Völlig offen dagegen ist meist die Größe der Verdunstung und die Höhe der Änderungen des Wasservorrats im Erdboden. Wie sich insbesondere die Verdunstung von Jahr zu Jahr oder von Monat zu Monat ändert, wie weit sie von der Höhe des Grundwasserspiegels abhängt, um wieviel größer sie vom bewachsenen als vom unbewachsenen Erdboden ist, läßt sich meist nicht einmal abschätzen. Auch die für die künstliche Beregnung wichtige Frage, was aus den zusätzlichen Wassergaben wird, ist teilweise noch offen. Die im folgenden beschriebene Anlage hat den Zweck, zur Lösung dieser und anderer ähnlicher Fragen beizutragen.

Wenn auch, wie bereits angedeutet, bezüglich der Verdunstung noch viele Fragen ungelöst sind, so ist man doch über eines bereits

ziemlich genau unterrichtet: nämlich über die Verdunstung ganzer Flußgebiete im langjährigen Durchschnitt. Da für größere Einzugsgebiete Norddeutschlands noch nicht beobachtet worden ist, daß sich der Wasservorrat im Erdboden im Sinne einer dauernden Zunahme oder einer dauernden Abnahme ändert, im Gegenteil viele Anzeichen dafür sprechen, daß sich größere Abweichungen vom Normalwert des Wasservorrats im Erdboden innerhalb weniger Jahre wieder ausgleichen, läßt sich der langjährige Durchschnitt für die Verdunstung V als Unterschied zwischen dem langjährigen Niederschlag N und dem entsprechenden Wert für den Abfluß A berechnen.

$$V = N - A.$$

Derartige Berechnungen sind für zahlreiche Flußgebiete durchgeführt worden. K. Fischer[1]), dessen Arbeiten sich durch eine besonders strenge Kritik an den verwendeten Unterlagen und durch neue Methoden auszeichnen, findet für die Verdunstung des Wesergebiets einschließlich der Aller für die Jahresreihe 1896—1915 den Durchschnittswert von rund 450 mm. Es spricht vieles dafür, daß auch für die anderen norddeutschen Stromgebiete der langjährige Durchschnitt für die Verdunstung in der Nähe dieser Zahl zu suchen ist.

Für viele Zwecke genügen bereits diese Verdunstungswerte für den langjährigen Durchschnitt. Für einzelne Jahre und erst recht für noch kürzere Zeiträume, wie Halbjahre und Monate sowie für mehrjährige Durchschnitte einzelner Jahresabschnitte, reichen diese einfachen Beziehungen zwischen Niederschlag, Abfluß und Verdunstung nicht mehr aus. Es sind in diesen Fällen die Änderungen im Wasservorrat des Erdbodens zu berücksichtigen, und die Gleichung des Wasserhaushalts eines in sich geschlossenen Flußgebietes nimmt die folgende Form an:

$$N = A + V + (R - B).$$

Hierin bedeutet R—B die Änderung des Wasservorrats (Rücklage R minus Aufbrauch B). Während N (Niederschlag) und A (Abfluß) gemessen werden können, sind V (Verdunstung) und R—B (Vorratsänderung) im allgemeinen für ein ganzes Flußgebiet nicht ohne weiteres meßbar. Ist eine der beiden letzteren Größen festgelegt, so ist die andere dadurch bestimmt. Man hat sich also zu entscheiden, ob man zunächst die Verdunstung und mit ihrer Hilfe

[1]) K. Fischer, Niederschlag, Abfluß und Verdunstung im Weser- und Allergebiet. Jahrb. f. d. Gewässerkunde Norddeutschlands, Bes. Mitt. Bd. 7 Nr. 2. Berlin 1932.

die Änderungen des Wasservorrats im Erdboden feststellen will oder aber ob man besser umgekehrt vorgeht. Viele Gründe sprechen dafür, daß der von uns beschrittene Weg über die Verdunstung unter den gegebenen Verhältnissen in Norddeutschland der aussichtsreichere ist.

Die Verdunstung vom bewachsenen und unbewachsenen Erdboden hängt im wesentlichen von der „Verdunstungskraft" der Atmosphäre und von dem Zustand des Erdbodens ab. Während die „Verdunstungskraft" im wesentlichen eine Funktion des Sättigungsdefizits und der Windgeschwindigkeit ist, ist die tatsächlich eingetretene Verdunstung außerdem von dem Zustand des Erdbodens abhängig: von seiner Vegetation, seiner Durchfeuchtung, der Höhe des Grundwasserspiegels und seiner sonstigen Beschaffenheit. Die Atmosphäre kann noch so aufnahmefähig für Wasserdampf sein — steht die nötige Bodenfeuchtigkeit nicht zur Verfügung, so verdunstet nur sehr wenig. Umgekehrt kann es vorkommen, daß von einer sehr feuchten Wiese fast nichts verdunstet, weil die Atmosphäre den Wasserdampf nicht aufnehmen kann.

In diesem engen Zusammenwirken zwischen der Verdunstungskraft und dem Zustand des Erdbodens ist wohl der Grund dafür zu suchen, daß es bis jetzt noch nicht gelungen ist, die tatsächliche Verdunstung auf dem Wege über den Wärmehaushalt oder mit Hilfe des Dampfdruckgefälles und der Austauschvorgänge, wie W. Schmidt es beabsichtigt, zu ermitteln. Die zuverlässigste Methode, die Verdunstung vom Erdboden zu untersuchen, wird wahrscheinlich für lange Zeit hinaus darin bestehen, daß man praktische Versuche anstellt. Je mehr die Versuchsanordnungen den natürlichen Verhältnissen entsprechen, desto brauchbarer werden die Ergebnisse sein.

Derartige Messungen werden meist mit Lysimetern: großen, wägbaren Kästen, die mit Erdboden angefüllt sind, durchgeführt. Es würde zu weit führen, alle bereits abgeschlossenen Lysimetermessungen, die meist in den landwirtschaftlichen Instituten durchgeführt wurden, hier zu besprechen. Es mag der Hinweis genügen, daß man bei den allermeisten dieser Versuche das Ziel im Auge hatte, die Wachstumsbedingungen unserer Kulturpflanzen zu untersuchen und daß es dabei weniger auf den Wasserhaushalt des Erdbodens ankam. Man hätte immerhin viele Ergebnisse für wasserwirtschaftliche Zwecke verwenden können, wenn die Versuche nicht in der überwiegenden Zahl aller Fälle unter Verhältnissen angestellt worden wären, die von

den natürlichen weit abwichen. Vielfach waren die Gefäße nur klein, so daß der eingeschlossene Erdboden leicht die Temperatur der umgebenden Luft annahm; der natürliche Niederschlag wurde häufig durch künstliche Wassergabe ersetzt, die sich ganz anders auswirken mußte, und außerdem wurde durch die Schutzmaßnahmen gegen den atmosphärischen Niederschlag häufig der Einfluß des Windes und der Strahlung verfälscht.

Um Lysimetermessungen unter Bedingungen durchzuführen, die sich den natürlichen weit mehr nähern als es bei den früheren Messungen der Fall war, wurde aus Mitteln der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft auf Anregung des Leiters der Landesanstalt für Gewässerkunde und Hauptnivellements, Geheimen Baurat Dr.-Ing. e. h. Soldan, im Sommer 1929 durch J. Bartels und den Verfasser eine neue Anlage auf dem Versuchsfelde der meteorologischen Abteilung der Forstlichen Hochschule in Eberswalde eingerichtet. Die Wahl dieser Stelle bot den Vorteil, daß geschultes Beobachtungspersonal zur Verfügung stand und daß die Anlage gleichzeitig für forstliche Versuche benutzt werden konnte.

Bei dem Bau der Anlage waren die folgenden Gesichtspunkte in erster Linie maßgebend: der Erdkörper, dessen Wasserhaushalt beobachtet werden sollte, mußte möglichst groß sein, die Erdbodentemperaturen in den Versuchskästen sollten nicht wesentlich von denen des gewachsenen Bodens abweichen, die Oberfläche mußte frei zugänglich für die Witterungselemente sein, und es mußte eine genaue Feststellung der Gewichtsänderungen und des Sickerwassers möglich sein. Die Abb. 1 ermöglicht ein Urteil darüber, wie weit diese Forderungen erfüllt sind. Die Kernstücke der ganzen Anlage sind die drei Lysimeterkästen, von denen jeder eine Auffangfläche von 1 qm und eine nutzbare Tiefe von $1^1/_2$ m hat. In dieser Tiefe befindet sich ein Rost mit einer Kiespackung, welche verhütet, daß mit dem Sickerwasser Sand in den unteren, geneigten Sammelboden gerät. Durch eine Ablaßvorrichtung läuft das Sickerwasser in die Schläuche, die zu den Auffanggefäßen führen. Durch Schließen der Hähne kann erreicht werden, daß sich in den Kästen ein Grundwasserspiegel einstellt, dessen Wasserstand von oben her durch kleine Grundwasserrohre gemessen werden kann. Es sei hier aber vorweg bemerkt, daß in den Jahren 1930 bis 1932 noch kein Grundwasserstand gehalten wurde. In die Lysimeterkästen wurde Erdboden eingefüllt, und zwar wurde angestrebt, die Schichtung so vorzunehmen, wie sie beim Aus-

heben der Baugrube angetroffen wurde. Im wesentlichen bestehen die Versuchserdkörper aus gelbem, feinkörnigen Sand; nur die obersten 10 cm sind dunkler gefärbt und humos.

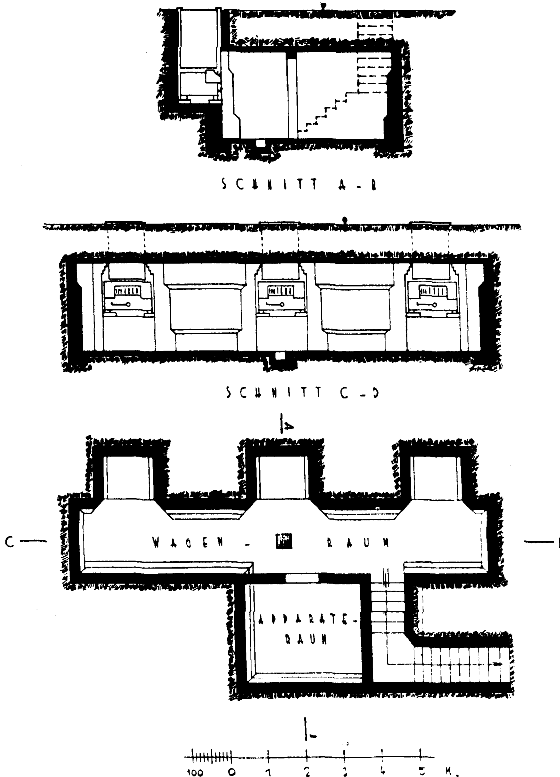


Abb. 1. Lysimeteranlage auf dem Drachenkopf bei Eberswalde.

An den Kästen waren keine Vorrichtungen angebracht, um den oberirdischen Abfluß zu messen. Die Füllung reichte nur 3 bis 4 cm unter Oberkante der Kästen, so daß bei starkem Platzregen sich 30 bis 40 mm Wasser ansammeln konnte, bevor es überlief. Wirkliche Pfützen wurden nie beobachtet. Eine Störung der Messungen würde überdies mit der Bildung einer Pfütze im allgemeinen nicht ver-

bunden sein; vielmehr entspräche dies den natürlichen Verhältnissen in Norddeutschland, wo auf sandigen Böden auch bei starkem Regen meist kein oberflächlicher Abfluß beobachtet wird und wo sich das Wasser in Ackerfurchen sammelt und langsam versickert.

Jeder der drei Lysimeterkästen steht in einem Schacht für sich auf einer Schaltwaage. Diese wurden von der Dinse Maschinenbau A.G. Berlin-Reinickendorf geliefert und haben sich bisher gut bewährt. Bei einer Gesamtbelastung mit etwa 3000 kg und einem Wiegebereich (Spielraum der Gewichtsänderungen) von 300 kg werden Unterschiede von 100 g = 0,1 mm Wasserhöhe noch einwandfrei gemessen. Die Waagen sind mit einem Banddrucker ausgerüstet, der das Gewicht mit dem Datum des Beobachtungstages auf einen ablaufenden Papierstreifen druckt. Dieser Apparat arbeitet infolge der Zwischenschaltung einer Sicherheitsvorrichtung nur dann, wenn die beiden Zungen der Waage sich genau gegenüberstehen, so daß falsche Wägungen so gut wie ausgeschlossen sind.

Da keinerlei Aufbauten die verdunstende Oberfläche der Lysimeterkästen stören sollten, war es nötig, den ganzen Wiegemechanismus unter die Erdoberfläche zu legen und einen unterirdischen Gang für den Beobachter zu bauen. Durch diese Anordnung ließ sich erreichen, daß jede Versuchsfläche von einer Fläche mit einer gleichen Vegetation umgeben war. So standen die Kästen 1 und 2, auf denen Gras wuchs, inmitten einer Grasfläche, während der ohne Bewuchs gelassene Kasten 3 von einem Stück Brachland umgeben war. Wenn sich auch diese Anlage von den meisten Lysimeteranlagen dadurch auszeichnet, daß die verdunstende Oberfläche frei der Witterung ausgesetzt ist, so bleibt dennoch zu bedenken, daß sie einen Fehler mit allen Lysimetern gemein hat: die fehlende Verbindung mit den tieferen Teilen des Erdbodens und mit dem Grundwasser. Alle Anlagen, soweit bei ihnen nicht ein künstlicher Grundwasserspiegel gehalten wird, kranken an diesem Fehler, der sich besonders im Sommer bemerkbar macht, wo im natürlichen Boden durch die ihm innewohnenden Kapillarkräfte oder durch die Pflanzen das Wasser aus den tieferen Teilen hochgeholt wird, um unmittelbar aus dem Boden oder auf dem Wege über die Pflanzen zu verdunsten. Wie weit die Ergebnisse dadurch beeinflußt werden, ist fraglich und hängt von dem Witterungscharakter ab. Es sei hier gleich bemerkt, daß die beiden Sommer 1930 und 1931 naß waren und daß aus den Grundwasserständen in der Umgebung von Eberswalde hervor-

geht, daß in ihnen kein nennenswerter Verbrauch des Grundwassers, sondern vielmehr eine Aufspeicherung stattgefunden hat.

Im Sommer wurde dreimal täglich, in den Monaten November bis Februar nur an zwei Terminen das Gewicht der Lysimeterkästen bestimmt, das Sickerwasser und der Niederschlag gemessen. Letzterer wurde mit einem Hellmannschen Regenmesser festgestellt, dessen Auffangfläche 200 qcm groß war und in der Höhe des Erdbodens lag. Aus dem Gewichtsunterschied, dem Niederschlag und dem Sickerwasser läßt sich die Verdunstung berechnen. Meßfehler können dadurch entstehen, daß der Wind auf die Kästen wirkt. Diesem Übelstand kann man dadurch abhelfen, daß man die Messungen mehrfach wiederholt oder ganz aussetzt, um sie bei ruhigerem Wetter zu wiederholen. Größere Unstimmigkeiten können daher rühren, daß auf die drei Kästen eine andere Niederschlagshöhe fällt als der Hellmannsche Regenmesser mit seiner nur 200 qcm großen Auffangfläche anzeigt. Im allgemeinen sind die Unterschiede aber nicht nennenswert. Bei Schneestürmen können sie sehr groß werden; man ist in einem solchen Fall gezwungen, den auf den einzelnen Kästen liegenden Schnee jedesmal mit anderen Hilfsmitteln zu bestimmen.

Im folgenden sollen nun die Ergebnisse der Eberswalder Lysimetermessungen betrachtet werden. Die Messungen begannen am 15. August 1929 und sind seit dieser Zeit ohne Unterbrechung durchgeführt worden. Die folgende Betrachtung wird zweckmäßig beschränkt auf die Zeit zwischen dem 1. November 1929 und dem 31. Oktober 1932 d. h. auf die drei vollen Abflußjahre 1930, 1931 und 1932.

Die folgenden Ausführungen sind nicht das Ergebnis einer erschöpfenden Bearbeitung. Die Abhängigkeit der Verdunstung von den einzelnen Witterungsfaktoren wie Luftfeuchtigkeit, Lufttemperatur, Wind und Niederschlag wird hier noch nicht behandelt, auch nicht der tägliche Gang der Verdunstung. Es sollen hier nur einige bemerkenswertere Ergebnisse in großen Zügen behandelt werden und zwar zunächst an Hand der Durchschnittswerte für die Jahresreihe 1930—1932. Daran schließen sich die Verhältnisse in den Einzeljahren und einzelnen Jahreszeiten an. Eine Darstellung des Ganges der Verdunstung und der Bodenfeuchtigkeit von Tag zu Tag ist von J. Bartels in der Zeitschrift für Forst- und Jagdwesen April 1933 veröffentlicht worden.

Wie aus Tab. 1 hervorgeht, sind von dem Kasten 2, auf dem das Gras kurz gehalten wurde, im Durchschnitt im Jahre 366 mm

Tabelle 1

Der Wasserhaushalt in den Lysimeterkästen 2 und 3 im Durchschnitt der Abschlußjahre 1930 bis 1932

	Nov. mm	Dez. mm	Jan. mm	Febr. mm	März mm	April mm	Mai mm	Juni mm	Juli mm	Aug. mm	Sept. mm	Okt. mm	Winter mm	Sommer mm	Jahr mm
A. Kurzgehaltenes Gras (Lysimeter Nr. 2)															
Niederschlag	37,8	39,3	53,4	18,2	33,0	45,5	56,2	51,5	121,2	71,0	76,5	69,6	227,2	446,0	673,2
Verdunstung	7,1	2,7	5,7	4,8	14,2	36,8	64,4	61,5	58,6	55,7	37,0	17,7	71,3	294,9	366,2
Änderung der Bodenfeuchtigkeit	—9,8	11,7	—0,7	0,5	—4,2	—0,9	—22,0	—24,7	14,2	—14,3	22,4	23,3	—3,4	—1,1	—4,5
Sickerwasser	40,5	24,9	48,4	12,9	23,0	9,6	13,8	14,7	48,4	29,6	17,1	28,6	159,3	152,2	311,5
B. Ohne Vegetation (Lysimeter Nr. 3)															
Niederschlag	37,8	39,9	54,8	18,6	33,0	45,6	56,2	51,5	121,3	70,9	76,5	69,6	229,7	446,0	675,7
Verdunstung	2,6	0,4	0,2	4,2	10,2	23,1	23,9	24,4	29,9	27,0	22,1	9,6	40,7	136,9	177,6
Änderung der Bodenfeuchtigkeit	—15,5	12,3	—4,8	—1,2	—5,5	5,6	2,7	—12,6	9,4	—7,5	14,3	17,0	—9,1	23,3	14,2
Sickerwasser	50,7	27,2	59,4	15,6	28,3	16,9	29,6	39,7	82,0	51,4	40,1	43,0	198,1	285,8	483,9

und vom Kasten 3 ohne Vegetation, also vom nackten Erdboden, 178 mm verdunstet. Es liegt nahe, die mit den Lysimetern gefundene durchschnittliche Jahresverdunstung von der Grasdecke mit der Gebietsverdunstung ganzer Flußgebiete zu vergleichen. Für diese letztere findet K. Fischer im Durchschnitt für die Jahresreihe 1896 bis 1915 für das Gesamtgebiet der Weser bis unterhalb der Allermündung rund 450 mm. Woher kommt nun der bemerkenswerte Unterschied zwischen der Fischerschen Zahl und der Eberswalder Jahressumme in Höhe von 366 mm? Es ist aus verschiedenen Gründen nicht anzunehmen, daß der Wert von 366 mm deshalb besonders niedrig ist, weil die Jahre 1930 bis 1932 ausgesprochen niederschlagreich waren, während sich die Gebietsverdunstung von rund 450 mm auf eine längere Jahresreihe, also auf durchschnittliche Witterungsverhältnisse, bezieht. Man ist ferner leicht geneigt, den Wert von 366 mm deshalb für zu niedrig anzusehen, weil der in dem Lysimeterkasten eingeschlossene Bodenkörper naturgemäß keine Verbindung mit dem natürlichen Grundwasser und den tieferen Bodenschichten hat und damit sich der kapillare Anstieg der Bodenfeuchtigkeit im Sommer aus Tiefen von mehr als $1^1/_2$ m nicht in der Verdunstung auswirken kann. Ob dieser Einwand berechtigt ist, läßt sich erst an Hand von Vergleichsmessungen zwischen der Bodenfeuchtigkeit des natürlichen Bodens und des Lysimetererdkörpers entscheiden. Der Verfasser ist der Ansicht, daß in der Beobachtungszeit 1930—1932, in der die Sommer verhältnismäßig regenreich waren, die Verdunstung aus den Lysimeterkästen der Verdunstung der unmittelbaren Umgebung entsprochen hat.

Daß die Verdunstung aus dem Lysimeter Nr. 2 in Höhe von 366 mm erheblich kleiner ist als der Durchschnittswert für Flußgebiete (450 mm), liegt wahrscheinlich an den Versuchsbedingungen: Sandboden mit Grasdecke bei tiefem Grundwasserstand.

Wie aus Tabelle 1 weiter hervorgeht, verdunstete im dreijährigen Durchschnitt von der Grasdecke im Jahre 366 und vom nackten Erdboden 178 mm; der Mehrverbrauch der Grasdecke beträgt damit 188 mm. Fast 36 % der mittleren Jahressumme des Niederschlags werden mithin durch das Gras verbraucht. Der Mehrverbrauch geschieht auf Kosten der in dem Lysimeter vorhandenen Bodenfeuchtigkeit und des Sickerwassers, d. h. desjenigen Wassers, das die obersten $1^1/_2$ m Boden durchsickert hat und das, falls der Lysimeterkasten keinen Boden hätte, in größere Tiefen und zum Grundwasser ab-

wandern würde. Der Gewinn an Sickerwasser oder Grundwasser ist nach diesen Ergebnissen unter einer nackten Bodenoberfläche sehr viel größer als unter einer bewachsenen. Unter einer Grasdecke sind nach Durchsickerung der obersten $1^1/_2$ m Boden von dem mittleren Jahresniederschlag noch etwa 46% vorhanden, unter nacktem Boden dagegen sind es noch etwa 72%.

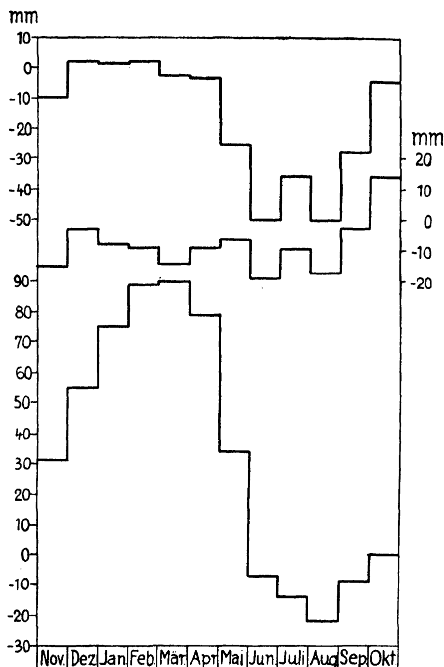


Abb. 2. Die bei den oberen Linien stellen die Bodenfeuchtigkeitsänderungen in Millimeter Wasserhöhe von Monat zu Monat dar im Durchschnitt der drei Abflußjahre 1930 bis 1932. Die obere Linie bezieht sich auf Lysimeter Nr. 2 mit kurz gehaltenem Gras, die mittlere auf Lysimeter Nr. 3 mit Brache. Die untere Linie stellt dar, um welchen Betrag in Millimeter Wasserhöhe sich der Wasservorrat im Havelgebiet bis Rathenow von Monat zu Monat im langjährigen Durchschnitt ändert. Hier ist nicht nur die oberste 150 cm tiefe Bodenschicht berücksichtigt, wie bei den beiden oberen Linien, sondern auch die Vorratsänderung im Grundwasser und in den Seen.

Die Zahlen in Tabelle 1 sind in den einzelnen Monaten, Jahreshälften und Jahren miteinander durch die Beziehung verknüpft:

Niederschlag = Verdunstung + Sickerwasser + Änderung der Bodenfeuchtigkeit.

In Abb. 2 sind die Ganglinien der Bodenfeuchtigkeit für Lysimeter Nr. 2 mit kurzem Gras und Nr. 3 ohne Bewuchs dargestellt. Man

ersieht aus der obersten Linie wie in den Monaten November bis April die Bodenfeuchtigkeit unter einer Grasdecke verhältnismäßig hoch ist. Im Laufe der Monate Mai und Juni findet eine sehr starke Abnahme statt, die im wesenlichen durch den Wasserverbrauch der Pflanzen bedingt ist. Der verhältnismäßig starke Anstieg der Bodenfeuchtigkeit im Juli ist wahrscheinlich eine Eigenart der Jahresreihe 1930—1932 und im wesenlichen bedingt durch die ungewöhnlichen Verhältnisse im Juli 1930. Im September und Oktober steigt die Bodenfeuchtigkeit wieder zu den hohen Winterwerten an. Von diesem jährlichen Gang der Bodenfeuchtigkeit unterscheidet sich der des Lysimeters 3 ohne Bewuchs im wesentlichen dadurch, daß im Sommer die Bodenfeuchtigkeit längst nicht so geringe Werte annimmt, da hier der Wasserverbrauch der Pflanzen fehlt. Es wird hierdurch bestätigt, was man anderenorts bereits feststellte, daß unter Brachland im Sommer die Bodenfeuchtigkeit im allgemeinen höher ist als unter bewachsenen Flächen. An unterster Stelle ist in Abb. 3 die Ganglinie der Wasservorräte im Boden für das Havelgebiet bis Rathenow dargestellt. Diese letztere Linie unterscheidet sich in ihrer Bedeutung und ihrem Zustandekommen wesentlich von den beiden anderen Ganglinien. Sie ist von K. Fischer berechnet worden auf Grund der gemessenen Niederschlags- und Abflußhöhen und des geschätzten jährlichen Ganges der Verdunstung. Im Gegensatz zu den beiden oberen Linien, welche nur den Wassergehalt der obersten, 150 cm tiefen Bodenschicht darstellen, sind in der unteren Linie auch die Rücklagen und der Aufbrauch aus dem Grundwasser enthalten. Aus diesem Grunde ist die Schwankungsweite hier viel größer als bei den Ganglinien für die Lysimeter. Wenn man von der größeren Schwankungsweite und von der schon besprochenen Ausnahme im Juli absieht, ergeben die Lysimetermessungen in Eberswalde für den jährlichen Verlauf von Wasseraufspeicherung im Boden und Abgaben ein ähnliches Bild, wie man es aus dem Wasserhaushalt ganzer Flußgebiete findet.

Die Zahlen in Tabelle 1 geben einen Anhalt, wie sich die Verdunstung im dreijährigen Durchschnitt auf die einzelnen Monate und die Halbjahre verteilt. Im Dezember beträgt die Verdunstung des mit Gras bewachsenen Bodens etwa 3 mm für den ganzen Monat, im Januar und Februar ist sie mit 5 mm für jeden Monat nicht viel größer. Im März und April wird sie sehr schnell größer, um im Mai mit 64 mm ihren Höchstwert anzunehmen. Ob das Maxi-

mum im Mai eine Eigentümlichkeit der Jahresgruppe 1930—1932 ist oder ob es auch für einen längeren Durchschnitt gilt, läßt sich schwer entscheiden. Für das letztere spricht allerdings die Tatsache, daß im Mai die Bodenfeuchtigkeit vom Winter her verhältnismäßig größer ist als in den nachfolgenden Sommermonaten, und daß daher gerade im Mai bei Regenarmut die Verdunstung eher auf die Vorräte im Boden zurückgreifen kann. Bis Ende August behält die Verdunstung Werte von über 55 mm für jeden Monat und fällt dann im September, Oktober und November stark ab zu ihrem Kleinstwert im Dezember. Im Durchschnitt der drei Abflußjahre 1930, 1931 und 1932 entfallen auf den Abflußwinter (1. November bis 30. April) 19,5 und auf den Sommer 80,5% des Jahresbetrages der Verdunstung. Diesen Zahlen für die prozentische Verteilung auf die Halbjahre kommt deshalb eine größere Bedeutung zu, weil ihre Kenntnis eine unbedingt notwendige Voraussetzung für die Aufstellung von Bilanzen für den Wasserhaushalt einzelner Halbjahre ist, wie sie K. Fischer für die Jahre 1896 bis 1915 für das Wesergebiet nach seiner neuen Methode aufgestellt hat. Fischer rechnet in dieser Arbeit damit, daß im langjährigen Durchschnitt 17% der Jahressumme im Winter verdunsten und 83% im Sommer. Er hat dieses Verhältnis aus den Beobachtungsergebnissen von Mayr[1]) und von Seelhorst-Koehne[2]) abgeleitet. Wenn man bedenkt, daß unsere Zahlen (19,5:80,5) in einer Jahresreihe gewonnen wurden, die durch ungewöhnliche Witterung gekennzeichnet ist, so geht man wohl nicht fehl, von einer guten Übereinstimmung zu sprechen. Die Wichtigkeit dieser neuen Bestätigung der Zahlen von Mayr und Seelhorst-Koehne mag man daran ermessen, daß noch vor wenigen Jahren in Anlehnung an die Beobachtungsergebnisse der Wildschen Verdunstungswaage mit einem Verhältnis der Gebietsverdunstung von Winter zu Sommer von 30:70 gerechnet wurde.

Ungewöhnlich war die Witterung besonders in den Abflußjahren 1930 und 1931, die zu den niederschlagreichsten Jahren seit 1876 gehören. Wie aus der Tab. 2 hervorgeht, wurde der langjährige Niederschlagsdurchschnitt 1930 um etwa 160 und im Jahre 1931 sogar um fast 190 mm übertroffen. 1930 war nur der Sommer zu naß, während sich 1931 der Überschuß fast zu gleichen Teilen auf

[1]) Mayr, Über die Ergebnisse der Verdunstungsversuche in München-Bogenhausen. Wasserkraft und Wasserwirtschaft 1928 H. 7.

[2]) W. Koehne, Grundwasserkunde. Stuttgart 1928.

Tabelle 2

Abflußjahre	Nov.	Dez.	Jan.	Febr.	März	April	Mai	Juni	Juli	Aug.	Sept.	Okt.	Winter	Sommer	Jahr
I. Niederschlag (mm)															
langjähriger Durchschnitt[1])	39	43	40	31	38	37	48	58	79	58	45	45	228	333	561
1930	13,6	58,4	34,7	8,1	48,6	39,4	61,3	27,5	193,7	83,1	67,2	84,5	202,8	517,3	720,1
1931	94,6	11,4	75,4	35,6	39,0	51,5	23,4	107,7	100,3	51,4	106,5	52,7	307,5	442,0	749,5
1932	5,1	48,2	50,2	10,8	11,3	45,7	83,8	19,3	69,7	78,3	55,9	71,7	171,3	378,7	550,0
II. Lufttemperatur (° C)															
langjähriger Durchschnitt[2])	3,3	0,2	—1,2	0,1	3,3	7,6	12,5	15,9	17,9	17,1	13,8	8,6	2,2	14,3	8,3
1930	5,3	3,3	2,0	0,1	3,8	8,9	12,4	18,1	17,1	16,3	13,5	9,3	3,9	14,4	9,2
1931	5,5	0,1	0,0	—1,4	—0,4	5,7	16,1	15,8	18,0	16,5	11,6	7,7	1,6	14,3	8,0
1932	4,0	1,1	1,4	—1,7	0,4	8,1	13,9	14,6	19,9	19,7	15,4	9,3	2,2	15,5	8,8
III. Verdunstungskraft (mm) gemessen mit der Wildschen Waage in der Hütte, 1,3 m über dem Erdboden															
Durchschnitt 1921/31	20	13	14	17	38	62	73	70	89	76	49	31	164	388	552
1930	16	25	16	13	31	42	61	98	82	52	40	24	143	357	500
1931	24	6	14	8	26	43	80	70	75	63	34	28	121	350	471
1932	19	16	11	19	28	55	78	75	75	79	48	31	148	386	534

[1]) 1876—1930.

[2]) 1876—1915 und 1920—1930.

Sommer und Winter erstreckte. Von den einzelnen Monaten waren besonders reich an Niederschlägen vor allem der Juli 1930, dann der Oktober und November desselben Jahres, ferner der Juni, Juli und September 1931. Der Winter 1930 war sehr milde und der Sommer 1932 außergewöhnlich warm.

Welche Werte die Verdunstung in den einzelnen Monaten und Jahren erreicht hat, geht aus der Tab. 3 hervor; der Gang von Monat zu Monat läßt sich besser in der Abbildung 3 übersehen.

Von den drei Abflußjahren 1930 bis 1932 hatte das Jahr 1931 die höchste Verdunstung; dann folgt das Jahr 1932 und am kleinsten war die Verdunstung 1930. Die gleiche Reihenfolge gilt für die einzelnen Winter- und Sommerhalbjahre. Untersucht man, soweit dies bei einer nur dreijährigen Reihe überhaupt möglich ist, ob eine einfach zu übersehende Abhängigkeit der Jahres- oder Halbjahressummen der Verdunstung von den Niederschlägen oder von der Lufttemperatur (Tab. 2) festzustellen ist, so findet man keine derartigen Zusammenhänge. Es ist allerdings bemerkenswert, daß das Jahr der höchsten Niederschläge (1931) die größte Verdunstung hatte.

Betrachtet man die gemessenen Werte in den einzelnen Monaten, so kommt man zu ähnlichen Ergebnissen. In den Monaten November bis März hat die Lufttemperatur allein keinen erkennbaren Einfluß auf die Verdunstung. Wirken jedoch in diesen Monaten ungewöhnlich hohe Niederschläge mit verhältnismäßig hohen Temperaturen zusammen, wie es im November und Januar des Abflußjahres 1931 der Fall war, so wird die Verdunstung für die Jahreszeit verhältnismäßig groß. Dagegen zeigten sehr niedrige Temperaturen im Verein mit Niederschlagsarmut, wie im Februar und März 1932, keine besonders auffällige Wirkung auf die Verdunstung vom Erdboden.

Auch in den Monaten Mai bis August besteht zwischen der Verdunstung und der Lufttemperatur einerseits und dem gleichzeitigen Niederschlag keine Beziehung, die ohne weiteres erkennbar wäre. Dies ist auch im allgemeinen nicht zu erwarten, da der Einfluß von Temperatur und Niederschlag auf die Verdunstung des bewachsenen Erdbodens sich auf dem Wege über die Vegetation auswirkt und diese noch von vielen anderen Umständen abhängt. Als Beispiel sei angeführt, daß die Monate Juli und August 1932, die beide ungewöhnlich warm waren, zusammen eine Verdunstung von 116,6 mm hatten, während in der entsprechenden Zeit im Jahre

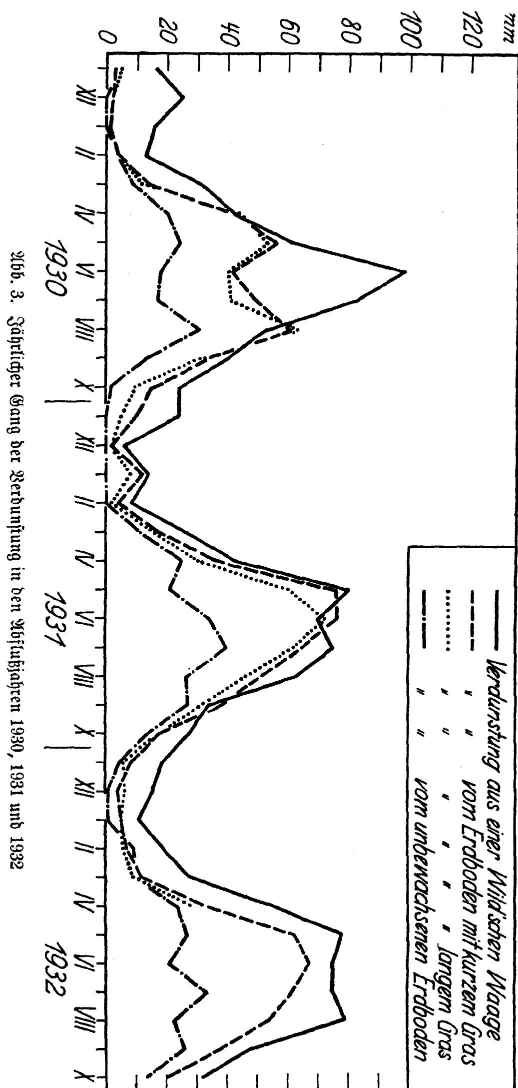


Abb. 3. Jährlicher Gang der Verdunstung in den Abflußjahren 1930, 1931 und 1932

1931 116,2 mm und in dem naß-kühlen Sommer 1930 110 mm verdunsteten. Im Sommer kommt es eben darauf an, wie alle beteiligten Faktoren zusammenwirken: die Verdunstungskraft, die Niederschläge, die Vegetation und die Bodenfeuchtigkeit. Besonders die letztere ist häufig von ausschlaggebender Bedeutung, da in manchen Monaten mit geringen Niederschlägen die Verdunstung fast ausschließlich aus den im Boden in der vorhergehenden Zeit aufgespeicherten Wasservorräten bestritten werden muß. Sind keine oder nur geringe Rücklagen vorhanden, so bleibt trotz hoher „Verdunstungskraft“, d. h. trotz großer Bereitwilligkeit der Atmosphäre, Wasserdampf aufzunehmen, die tatsächliche Verdunstung vom Erdboden klein. Dieses Verhalten konnte bei den Eberswalder Messungen wiederholt beobachtet werden. Von den Sommermonaten der drei Beobachtungsjahre waren besonders niederschlagsarm der Juni 1930 mit etwa 28 mm, der Mai 1931 mit rund 23 und der Juni 1932 mit 19 mm Niederschlag. Diesen Niederschlägen, die nicht nennenswert voneinander verschieden sind, entsprachen in den einzelnen Monaten jedoch sehr verschiedene Verdunstungshöhen. Trotz einer Verdunstungskraft von 98 mm, die als ungewöhnlich hoch bezeichnet werden muß (Tabelle 2), verdunsteten im Juni 1930 von der kurz gehaltenen Grasdecke nur 41 mm; im Mai 1931 waren es dagegen 76 mm, also fast das Doppelte, und im Juni 1932 67 mm. Man kann dieses Verhalten der Verdunstung nur aus der Bodenfeuchtigkeit erklären. Zu Beginn des Monats Juni 1930 war die Bodenfeuchtigkeit schon verhältnismäßig gering infolge kräftigen Aufbrauches im April und im Mai. Für die Verdunstung stand daher im Juni nicht mehr genug Wasser zur Verfügung. Im Mai 1931 und im Juni 1932 lagen dagegen die Verhältnisse anders. Zu Beginn dieser beiden Monate war die Bodenfeuchtigkeit infolge von Aufspeicherung in der vorhergehenden Zeit noch verhältnismäßig hoch. Wenn daher auch die Niederschläge in diesen beiden Monaten sehr gering waren, so konnte sich die Verdunstungskraft der Atmosphäre an dem im Boden vorhandenen Wasser stark auswirken, und es konnten ziemlich hohe Mengen verdunsten.

In dem Monat Juli 1930, der in Eberswalde mit rund 194 mm der regenreichste Monat seit langer Zeit war, belief sich die Verdunstung vom Lysimeter Nr. 2 auf nur 49 mm. Wie weit dies mit dem ungewöhnlichen Regenreichtum zusammenhängt, ist schwer festzustellen.

Der Grund für die geringe Verdunstung liegt wahrscheinlich darin, daß in dem vorhergehenden Monat, der sehr warm und trocken war, das Gras auf dem sandigen Boden verdorrte und daß damit der Verdunstungsapparat der Pflanzen für einige Zeit stillgelegt war. Das Verhalten der Bodenfeuchtigkeit von Monat zu Monat ist in Abb. 4 für

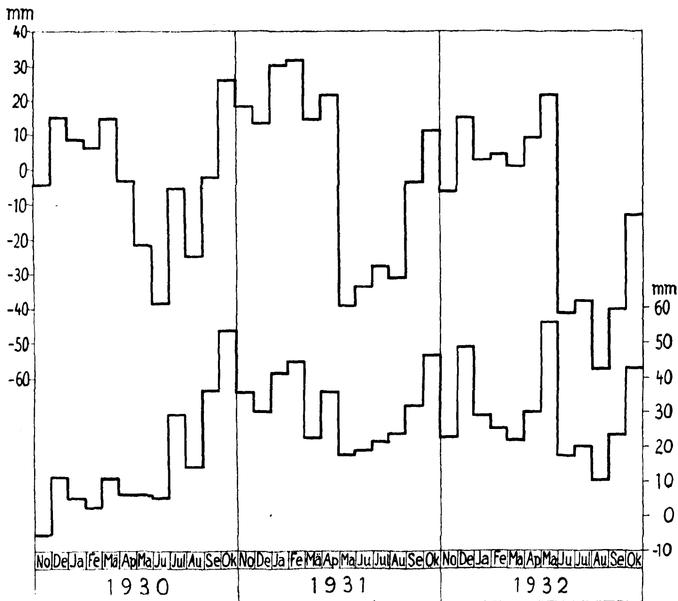


Abb. 4. Änderung der Bodenfeuchtigkeit von Monat zu Monat in Millimeter Wasserhöhe. Obere Linie = Lysimeter Nr. 2 mit kurz gehaltenem Gras, untere Linie = Lysimeter Nr. 3 mit Brache.

Lysimeter Nr. 2 mit kurzem Gras und Nr. 3 ohne Bewuchs in Form von Ganglinien dargestellt. Es fällt in erster Linie ins Auge, wie verschieden sich mit Gras bewachsener und nackter Boden in bezug auf die Bodenfeuchtigkeit verhalten haben. Die durch den Wasserverbrauch der Gräser in den Sommermonaten bewirkte, meist sehr starke Abnahme der Bodenfeuchtigkeit, ist bei dem Lysimeter Nr. 3 mit dem nackten Boden nur schwach angedeutet.

An der Ganglinie für die Feuchtigkeit des mit Gras bewachsenen Bodens ist besonders bemerkenswert, wie verschieden sich die Verhältnisse in den einzelnen Jahren gestaltet haben. Abweichend von dem normalen Verhalten kann es vorkommen, daß die Bodenfeuchtigkeit selbst im Monatsmittel in den eigentlichen Sommermonaten stark zunimmt, wie im Juli 1930 und Mai 1932, während umgekehrt in den Wintermonaten manchmal eine starke Abnahme der Bodenfeuchtigkeit festgestellt wurde, wie im Januar 1932 und im Februar 1931. Auch kann der Übergang von der hohen winterlichen zur niedrigen sommerlichen Bodenfeuchtigkeit sich zu sehr verschiedenen Zeitpunkten vollziehen. Man sieht aus der Abb. 4, daß dies 1930 etwa im April, 1931 im Mai und 1932 erst im Juni geschah. Derartige unregelmäßige Schwankungen von Jahr zu Jahr, wie sie hier für die Feuchtigkeit der obersten, 150 cm tiefen Bodenschicht gemessen wurden, finden sich auch in den Grundwasserständen, worauf jedoch hier nicht näher eingegangen werden soll.

Auch die in Tab. 3 angegebenen Werte für das Sickerwasser sind beachtenswert. Diese Zahlen würden in der freien Natur etwa derjenigen Wassermenge entsprechen, die von den Niederschlägen nach Durchsickerung der obersten $1^1/_2$ m des Bodens zunächst übriggeblieben ist. Nach Tab. 3 sind in der Zeit zwischen dem 1. Mai 1930 und dem 31. Oktober 1931 bei mit Gras bewachsener Erdoberfläche fast 600 mm durchgesickert. In einem Gebiet ohne unterirdischen Abfluß, in dem der Grundwasserspiegel nicht allzu tief liegt, würde diese Sickerwassermenge ausreichen, um einen Anstieg des Grundwassers von 2—3 m hervorzurufen. Anstiege von solcher Größenordnung sind in den Jahren 1930 und 1931 in den östlichen Teilen der Provinz Brandenburg und in der Grenzmark Posen-Westpreußen tatsächlich in einigen Gebieten ohne unterirdischen Abfluß beobachtet worden. Sie sind nach den Eberswalder Beobachtungen allein durch die ungewöhnlichen Niederschläge zu erklären, und es besteht gar keine Notwendigkeit, zur Erklärung dieser Erscheinungen Klimaänderungen (zunehmende Ozeanität) oder gar tektonische Bewegungen anzunehmen.

In dem unbewachsenen Erdboden (Lysimeter Nr. 3) hat die Sickerwassermenge in Eberswalde in der Zeit zwischen dem 1. Mai 1930 und dem 31. Oktober 1931 sogar 930 mm betragen. Danach ist zu erwarten, daß in Dünengebieten ohne Abfluß mit entsprechend starken Niederschlägen der Anstieg des Grundwassers ganz besonders

Tabelle 3

Wasserhaushalt der Lysimeterkästen 2 und 3

	Nov. mm	Dez. mm	Jan. mm	Febr. mm	März mm	April mm	Mai mm	Juni mm	Juli mm	Aug. mm	Sept. mm	Okt. mm	Winter mm	Sommer mm	Jahr mm
A. Kasten 2, mit kurz gehaltenem Gras bewachsen															
1930															
Niederschlag	13,6	58,4	34,7	8,1	48,6	39,4	61,3	27,5	193,7	83,1	67,2	84,5	202,8	517,3	720,1
Verdunstung	3,4	2,4	0,7	3,5	14,1	41,8	55,5	41,2	49,0	61,0	34,4	15,1	65,9	256,2	322,1
Änderung der Bodenfeuchtigkeit	—4,6	+19,3	—6,4	—2,3	+8,4	—18,1	—18,1	—16,9	+33,1	—19,6	+22,6	+28,4	—3,7	+29,5	+25,8
Sickerwasser	14,8	36,7	40,4	6,9	26,1	15,7	23,9	3,2	111,6	41,7	10,2	41,0	140,6	231,6	372,2
1931															
Niederschlag	94,6	11,4	75,4	35,6	39,0	51,5	23,4	107,7	100,3	51,4	106,5	52,7	307,5	442,0	749,5
Verdunstung	10,1	1,6	11,7	3,9	17,0	36,1	75,9	76,2	64,6	51,6	38,3	18,2	80,4	324,8	405,2
Änderung der Bodenfeuchtigkeit	—7,6	—5,1	+16,8	+1,7	—17,4	+7,2	—60,8	+5,7	+6,0	—3,5	+27,5	+14,7	—4,4	—10,4	—14,8
Sickerwasser	92,1	14,9	46,9	30,0	39,4	8,2	8,3	25,8	29,7	3,3	40,7	19,8	231,5	127,6	359,1
1932															
Niederschlag	5,1	48,2	50,2	10,8	11,3	45,7	83,8	19,3	69,7	78,3	55,9	71,7	171,3	378,7	550,0
Verdunstung	7,7	4,1	4,7	6,9	11,5	32,7	61,8	67,2	62,2	54,4	38,4	19,7	67,6	303,7	371,3
Änderung der Bodenfeuchtigkeit	—17,3	+21,1	—12,5	+2,1	—3,7	+8,1	+12,8	—63,0	+3,5	—19,7	+17,2	+26,9	—2,2	—22,3	—24,5
Sickerwasser	14,7	23,0	58,0	1,8	3,5	4,9	9,2	15,1	4,0	43,6	0,3	25,1	105,9	97,3	203,2

B. Kasten 3, ohne Vegetation

1930															
Niederschlag	13,6	60,1	34,9	8,1	48,6	39,4	61,3	27,5	193,7	83,1	67,2	84,5	204,7	517,3	722,0
Verdunstung	2,6	0	0	4,0	9,4	20,5	23,9	17,6	17,0	30,3	13,0	1,7	36,5	103,5	140,0
Änderung der Bodenfeuchtigkeit	—5,2	+16,5	—6,0	—2,7	+8,2	—4,3	0	—0,6	+23,2	—15,2	+22,1	+17,2	+6,5	+46,7	+53,2
Sickerwasser	16,2	43,6	40,9	6,8	31,0	23,2	37,4	10,5	153,5	68,0	32,1	65,6	161,7	367,1	528,8
1931															
Niederschlag	94,6	11,5	79,2	37,1	39,0	51,5	23,4	107,7	100,3	51,4	106,5	52,7	312,9	442,0	754,9
Verdunstung	0,1	0	0	0	11,0	24,8	20,8	34,4	39,6	27,4	27,0	13,9	35,9	163,1	199,0
Änderung der Bodenfeuchtigkeit	—17,7	—5,5	+11,3	+2,9	—21,4	+13,2	—18,0	+1,2	+2,4	+2,5	+7,8	+14,4	—17,2	+10,3	—6,9
Sickerwasser	112,2	17,0	67,9	34,2	49,4	13,5	20,6	72,1	58,3	21,5	71,7	24,4	294,2	268,6	562,8
1932															
Niederschlag	5,1	48,2	50,2	10,8	11,3	45,7	83,8	19,3	69,7	78,3	55,9	71,7	171,3	378,7	550,0
Verdunstung	5,0	1,2	0,7	8,7	10,1	23,9	27,1	21,1	33,0	23,2	26,3	13,2	49,6	143,9	193,5
Änderung der Bodenfeuchtigkeit	—23,6	+25,9	—19,7	—3,7	—3,3	+7,9	+26,0	—38,4	+2,6	—9,7	+13,2	+19,3	—16,5	+13,0	—3,5
Sickerwasser	23,7	21,1	69,2	5,8	4,5	13,9	30,7	36,6	34,1	64,8	16,4	39,2	138,2	221,8	360,0

hoch gewesen sein muß. Für diese Annahme liegen aus Mangel an Beobachtungen bisher noch keine Bestätigungen vor.

Bisher war im wesentlichen die Rede vom Lysimeter Nr. 2, dessen Oberfläche mit kurzgehaltenem Gras bestanden war. Wie wir eingangs ausgeführt haben, trug auch Lysimeter Nr. 1 eine Grasdecke, die sich selbst überlassen blieb und nicht geschnitten wurde. Zweck der Beobachtungen war festzustellen, ob die Verdunstung durch das Schneiden des Grases wesentlich beeinflußt wurde. Im Durchschnitt der Abflußjahre 1930/31 betrug die Verdunstung vom langen Gras, wie wir es kurz nennen wollen, 330 mm und von dem kurz gehaltenen 363 mm; von dem letzteren also etwa 10% mehr. Der Gang der Verdunstung ist bei den beiden Grasdecken, wie aus Abb. 3 hervorgeht, annähernd der gleiche.

Aus derselben Abb. 3 ist auch der Gang der Verdunstung vom nackten Erdboden zu entnehmen, auf den hier jedoch im einzelnen nicht eingegangen werden soll. Eine Erscheinung verdient jedoch hervorgehoben zu werden: der verhältnismäßig große Verdunstungsunterschied zwischen dem bewachsenen und dem unbewachsenen Boden in den Sommermonaten Mai 1931 und Juni 1932, die sehr regenarm waren. Hervorgerufen wird dieser große Unterschied wahrscheinlich dadurch, daß sich auf dem unbewachsenen Sandboden bei Regenarmut bald eine dünne, sehr trockene Schicht bildet, welche die tieferen Teile vor der Verdunstung schützt, während bei bewachsenem Erdboden die Pflanzen bei Niederschlagsarmut alles Wasser aus dem Boden herausholen, dessen sie habhaft werden können.

Zum Schluß sei noch auf das Verhältnis von Verdunstungskraft zur tatsächlichen Verdunstung vom bewachsenen und unbewachsenen Erdboden hingewiesen. Unter der „Verdunstungskraft" ist die Verdunstung zu verstehen, die durch das Zusammenwirken der maßgebenden atmosphärischen Faktoren zustande kommt, wenn Wasser zum Verdunsten zur Verfügung steht. Die Wildsche Verdunstungsschale, die auch in Eberswalde verwendet wurde, gibt wegen der mit der Aufstellung in einer Hütte verbundenen teilweisen Ausschaltung des Windes nicht die volle Verdunstungskraft, sondern nur einen Teil derselben. Man sieht aus der Ganglinie in Abb. 3, daß die so definierte Verdunstungskraft im allgemeinen größer war als die wirkliche Verdunstung, und daß sie der letzteren nicht parallel verläuft, d. h., einen anderen jährlichen Gang hat. Deutlicher kann nicht gezeigt werden, daß alle Messungen der Verdunstungs-

kraft, mögen sie mit der Wildschen Schale, mit Bindemannschen Landverdunstungskesseln oder mit sog. Atmometern gemessen sein, weder für die absolute Höhe noch auch nur für die jährliche Verteilung der wirklichen Verdunstung vom Erdboden einen zuverlässigen Anhalt geben.

Nachdem bereits am 29. April 1932 die Vergleiche zwischen der Verdunstung von kurz gehaltenem und langem Gras eingestellt und auf dem Lysimeterkasten 1 dreijährige Kiefern gepflanzt worden waren, hörten am 31. Oktober 1932 auch die Verdunstungsmessungen vom unbewachsenen Erdboden auf. Der dadurch freiwerdende Lysimeterkasten wird dazu benutzt, um die Abhängigkeit der Verdunstung einer Grasfläche von der Höhe des Grundwasserspiegels zu untersuchen. Erst nach Beendigung dieser Messungen ist geplant, andere Bodensorten auf ihre Verdunstungsverhältnisse zu untersuchen und die Einwirkung künstlicher Wassergaben auf die Verdunstung klarzustellen.

(Abgeschlossen im November 1932.)

Bericht über neue Arbeiten auf dem Gebiete des Austausches der Luft und verwandte Fragen

Von Prof. Dr. Wilhelm Schmidt, Wien.

Feinbau des Windes[1])

Die bisherigen Beobachtungen, die schon einen gewaltigen Stoff darstellen, sind nun nach neuen Gesichtspunkten weiter ausgearbeitet worden. Liegen ja doch hunderttausende von Einzelwerten der Windgeschwindigkeit, aus Stellungen von Druckplatten abgelesen, ausgewertet vor. Sie haben sich bisher als verwendbarstes Mittel zum Studium der Feinstruktur des Windes erwiesen. Die hier zu lösenden Aufgaben sind noch zu zahlreich, dabei auch an und für sich schon wichtig, daß an eine Erweiterung und Verfeinerung des Verfahrens, wofür ja schon Anregungen vorlagen[2]), nicht geschritten wurde.

Für ein vollkommenes Studium des einzelnen Falles mag zwar das Fehlen der Vertikalbewegung einen Nachteil bedeuten; vorerst gilt es aber, die wichtigsten allgemeinen Äußerungen der Augenblicksbedingungen übersichtlich zu erfassen. Einen ganz wichtigen Schritt vorwärts bedeutete es da, daß nach einer von Hans Ertel aufgestellten Formel aus dem zeitlichen Verlauf der Windgeschwindigkeit an einem bestimmten Punkte, wenn man ihn nur in genügend kurzem Abstand kennt, die Beizahl des Austausches A ohne weiteres zu ermitteln ist. Die Zeitabstände, die bei unseren Messungen eingehalten wurden — bei den meisten Aufnahmen ein siebentel bis ein fünftel Sekunde, nur selten eine Sekunde —, genügen voll-

[1]) Man vergleiche Wilh. Schmidt, Untersuchungen über den Feinbau des Windes, Deutsche Forschung, Heft 14, S. 54; — Zur Messung veränderlicher Windgeschwindigkeit, ebda. S. 47; ebda. S. 67.

[2]) Solche gingen auf den durch den ersten Bericht vor der Kommission für Strömungsforschung gegebenen Anstoß zurück; sie wollten z. B. die Schwankungen der Windrichtung und die senkrechte Komponente der Luftbewegung der Untersuchung zuführen, sind aber offenbar nicht öfters und an verschiedenen Orten angewandt worden, was notwendig wäre für allgemein geltende Folgerungen.

kommen, um jene Formel anzuwenden. Dadurch ist es nun möglich geworden, alle früheren Messungen unmittelbar auf Bestimmung des Koeffizienten des Austausches hin auszuwerten, ohne dazu eine Kenntnis der scherenden Reibungskraft des Windes an der Erdoberfläche zu benötigen oder den Umweg über andere Eigenschaften der Luft und deren Umsätze einschlagen zu müssen.

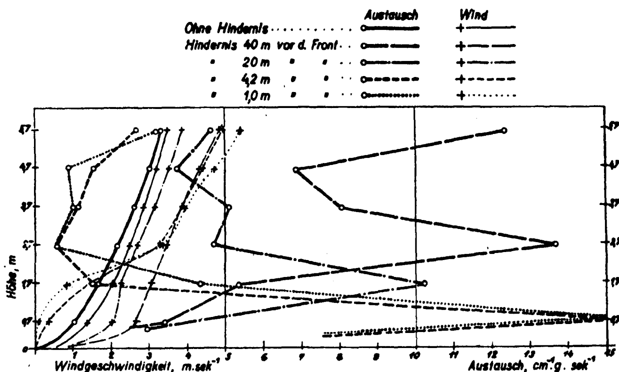


Abb. 1. Windgeschwindigkeit und Austausch in verschiedenen Höhen hinter einem Hindernis (Bretterwand von 1,5 m Höhe). Podersdorf, 2. Februar 1929.

So liegen bereits eine Reihe von Werten des A in verschiedenen Höhen über den Boden berechnet vor, und zwar unter den verschiedensten äußeren Bedingungen, z. B. über ebenem Wiesenboden (Überschwemmungsgebiet der Donau bei Wien, Flugfeld Aspern), bei Wind über Wasserflächen (Neusiedlersee, Wattenmeer bei Wangeroog), bei Wind über Land, im Gegensatz zu Wasser (die letzterwähnte Stelle bei Niedrigwasser, Ostufer des Neusiedlersees bei Landwind). Die erhaltenen Werte sind recht vernünftig, nur dort, wo das senkrechte Windgeschwindigkeitsgefälle einen sehr kleinen Wert annimmt, ist schon rein rechnerisch die Unsicherheit zu groß.

Einen Beleg dafür bietet Abb. 1, die auf die schon seinerzeit berichteten Beobachtungen mit einem großen, auf Kufen ruhenden und dadurch leicht auf der gefrorenen Seefläche verschiebbaren Stahlrohrrahmen zurückgeht. Wind und Austausch nehmen in vollkommen hindernisfreier Strömung (10 km ebene Eisfläche) geschmeidig nach größeren Höhen hin zu; das Hindernis, eine 1,5 m hohe Bretterwand

läßt gerade hinter seinem oberen Rand eine Störungszone mit großem Austausch bei geringer mittlerer Windgeschwindigkeit entstehen. Je weiter die Wand entfernt ist, desto höher rückt diese Störungszone hinauf.

Einen großen Aufwand an Arbeit und Mühe erfordern natürlich alle diese Auswertungen, da man sie ja rein statistisch verarbeiten muß. Das ist auch sonst in verschiedener Weise geschehen, z. B. wurde ermittelt, inwieweit die an bestimmten Punkten beobachteten kleineren Windschwankungen auch noch seitlich fühlbar sind, wieweit sich also die „Turbulenzkörper" erstrecken. Es wurden dazu die Korrelationskoeffizienten der Windgeschwindigkeiten an je zwei Punkten in verschiedenem Abstand in der Wagerechten und Senkrechten ermittelt. Eine Kenntnis dieser Größe ist recht wichtig, denn wenn man für andere Zwecke (siehe unten bei Verdunstung) die aufnehmenden Teile an zwei Stellen anbringen soll, die im großen und ganzen als voneinander unabhängig betrachtet werden können, so ist dies nur möglich für zwei Punkte, bei denen der Korrelationskoeffizient der Windgeschwindigkeitsänderungen keinerlei enge Beziehungen mehr erschließen läßt.

Noch wichtiger ist die Aufgabe für Fragen der Praxis, z. B. nach der Beanspruchung dem Wind entgegenstehender Hindernisse. Sie fällt ganz anders aus, wenn man bei größerer Erstreckung nicht mit gleichförmigem Druck auf der ganzen Fläche zu rechnen braucht, dafür aber starke Unterschiede in den einzelnen Teilen erhält.

Hier erwies sich das Verfahren, die gleichzeitigen Windgeschwindigkeiten innerhalb einer Fläche von 6 m × 12 m zu beobachten, als recht günstig. Abb. 2 gibt z. B. für den Seewind, Podersdorf die Korrelationskoeffizienten der Windgeschwindigkeit für verschiedene Höhen. Die Beziehung ist stärker ausgeprägt bei schwachem Wind, bei starkem treten offenbar die Gebiete erhöhter Windgeschwindigkeit mehr isoliert auf (es war früher gelegentlich von „geschoßartiger Wirkung" gesprochen worden); die Korrelation wird mit zunehmender Höhe über dem Boden merklich enger.

Ein weiterer gerade für die Praxis recht wichtiger Umstand wäre das Vorkommen von mehr oder weniger regelmäßigen *Schwingungen in der Windgeschwindigkeit.* Ein Bauwerk kann ja ganz gut einem bestimmten höheren Winddruck widerstehen; in dem Augenblick aber, wo es von sich selbst aus eine bestimmte Eigenschwingungsperiode besitzt, wird ihm auch ein schwächerer Wind

gefährlich, sobald in dessen Stärke Schwankungen vorkommen, deren Dauer mit jener Periode übereinstimmt. Deshalb wurden die drei längsten Reihen von Windbeobachtungen durch Druckplatten auf

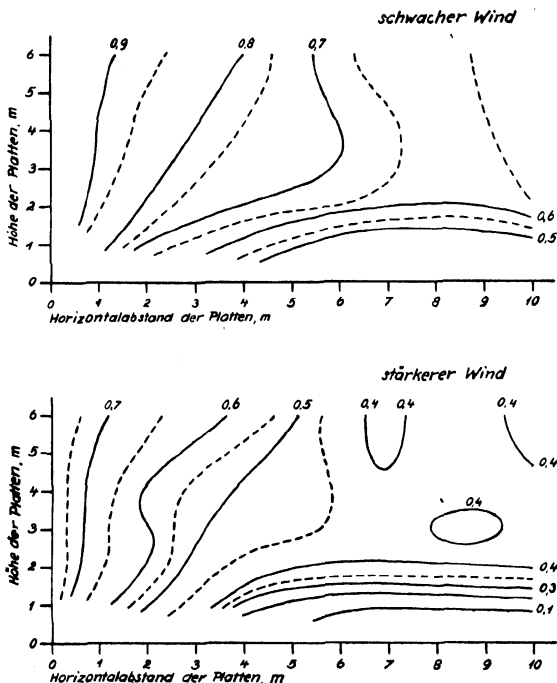


Abb. 2. Korrelationskoeffizienten der Windgeschwindigkeit an zwei Punkten verschiedener waagerechter Abstände für verschiedene Höhen über dem Boden nach den Aufzeichnungen von Podersdorf. 1. Februar 1929.

Korrelationskoeffizient 1 bedeutet vollkommenes Parallelgehen; Werte unter 0,5 deuten schon auf losen Zusammenhang hin.

das Vorkommen von verschiedenen Schwingungen, mit Periodendauer bis zu einigen Sekunden hinauf, untersucht. Mit bestem Dank habe ich hier die Mithilfe Herrn Prof. Leo Wenzel Pollak in Prag zu erwähnen, der mit Hilfe seiner Lochkartenmethode nicht bloß die Grundlagen für die oben angezeigten Korrelationen, sondern

auch jene für das Vorkommen von Schwingungen in äußerst bereitwilliger Weise durchführte und vermittelte. Es wäre sonst überhaupt kaum denkbar gewesen, die Arbeit auch nur in einer annähernd befriedigenden Form zu lösen.

Das Ergebnis dieser Untersuchungen bestätigte tatsächlich auch für die kurzen Windschwankungen das Auftreten regelmäßiger Wellen, allerdings nicht in der Weise, daß sie lange Zeit hindurch in gleicher Art andauerten. Immerhin konnten die Erkenntnisse bereits in einem praktischen Fall, bei Errichtung eines hohen Funkturmes, zur Verwendung kommen; für ihn wurden die bei der Konstruktion zu vermeidenden Schwingungsdauern angegeben.

Diese Untersuchungen befassen sich allerdings nur mit den allerkürzesten Schwingungsdauern; für längere stehen uns Registrierapparate zur Verfügung, die nur auf entsprechend rasch bewegten Papierstreifen schreiben müssen, um eine Auswertung auch auf kürzere Schwankungen hin zu gestatten. Tatsächlich wurde eine solche Auswertung gerade im erwähnten Fall auch für diese längeren Schwingungsdauern vorgenommen und zwar an Hand von Registrierungen eines Dinesschen Druckrohranemometers in Wien. Zu vollständiger Auswertung solcher Instrumente in bezug auf rasche Änderungen der Windgeschwindigkeit sind allerdings noch Untersuchungen notwendig geworden, die deren Verhalten gegenüber verschiedener Perioden festlegen. Diese Untersuchung ist in der Zwischenzeit auch zum Abschluß gekommen (siehe unter „Geräte").

Die raschen Windgeschwindigkeitsschwankungen müssen natürlich auch mit raschen Schwankungen des Luftdruckes einhergehen. Hier benötigt man ein eingehenderes Studium, zu dem vorläufig das schon bekannte Modell des Variographen zur Registrierung der Luftschwankung verwendet wurde. Das Wesen des Gerätes besteht darin, daß man nicht den zeitlichen Verlauf des Luftdruckes selbst aufschreibt, sondern jenen der Änderungsgeschwindigkeit des Luftdruckes. Dadurch ist es möglich, in der Analyse der Druckschwankungen viel weiter zu gehen, ohne infolge der starken Vergrößerung zu unvernünftig breiten Abmessungen des Registrierpapieres zu kommen. Tatsächlich haben sich derartige Einrichtungen schon bei verschiedenen Gelegenheiten, sowohl in Wien, wie insbesondere zur Aufklärung der Druckschwankungen vor Föhnausbruch an bekannten Föhnorten (Innsbruck) vorzüglich bewährt. Es wurden nun Registrierungen mit einem derartigen Variographen neuerdings in Wien aufge-

nommen, weil hier schon ein Windschreiber der eingehend untersuchten Art (siehe unten) aufgestellt ist. Der letztere wurde mit einer Vorrichtung versehen, die einen Papierstreifen mit derselben Geschwindigkeit weiterzieht, die beim Variographen verwendet wird, das ist etwa 9 cm in der Stunde. Beide Instrumente sind nun durch eine elektrische Leitung verbunden, so daß die Zeitmarken im gleichen Augenblick gemacht werden. Es können so die Ausschläge von Windgeschwindigkeit und Druckschwankungen in genaue Deckung gebracht werden; ein Beispiel siehe Abb. 3. Es bezieht sich auf einen

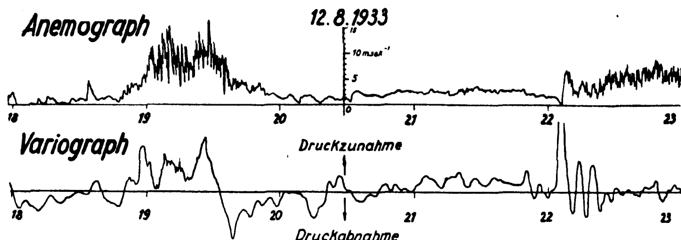


Abb. 3. Gleichzeitige Wind- (Druckrohranemometer nach Dines) und Luftdruckänderungs- (Variograph) Aufzeichnung in Wien.

recht böigen Tag mit lokalen Gewittern. Zuweilen entspricht die Windgeschwindigkeit recht gut der Änderungsgeschwindigkeit des Luftdrucks (damit, bei gleichmäßig fortwandernden Druckgebilden, auch dem Druckgradienten), andere Male „klebt" aber die Luft am Boden, ist schwer in Bewegung zu setzen.

Es liegt wohl nahe, sobald man Druckschwankungen ins einzelne hinein verfolgt, auch ihr örtliches Weiterwandern zu erfassen. Sie müssen sich notwendig an gar nicht weit voneinander befindlichen Stellen recht verschieden verhalten, schon deshalb, weil ja auch der Wind örtlich die größten Unterschiede aufweisen kann. Zu diesem Zwecke wäre als nächste Stufe der Untersuchung geplant, mehrere Variographen in nicht gar zu großem Abstand (einige km) aufzustellen und gleichzeitig schreiben zu lassen.

Andererseits ist natürlich jedes Ergebnis, das den Zusammenhang zwischen Druckschwankungen und Windschwankungen beschreibt, an den Aufstellungsort und dessen besondere Bedingungen gebunden. Man muß also danach trachten, sich eine Einrichtung zu schaffen, die, wenn auch nur für kurze Zeit, doch auch an anderen Plätzen in

gleicher Weise arbeitet. Es handelt sich also um einen transportablen Apparat, der ähnlich wie die Winddruckgeräte registriert und einen ebensolchen für den Variographen, der aber nicht wie bisher auf die gleichmäßige dauernde Zufuhr von Leuchtgas angewiesen sein dürfte. Für beide Geräte bestehen bereits brauchbare Entwürfe — ihre Ausführung ist bloß Sache der Zeit und der Mittel.

Eine gelegentliche Verdichtung des Windbeobachtungsnetzes wird natürlich schon nahe gelegt durch die außerordentlichen Verschiedenheiten, die die Windstruktur bereits in einigen Metern Abstand aufweist. Es ist unmöglich ein größeres Gebiet in einer für besondere Anfragen ausreichenden Art dauernd zu überwachen. Dennoch könnte etwa an die Aufstellung einiger Apparate auf engem Platz gedacht werden, um nach der Verwendung von Winddruckplatten in Rahmengestellen die nächst höhere Stufe der räumlichen Besetzung zu erreichen. Leicht verschiebbare Geräte könnten auch dazu dienen, die geeignetsten Aufstellungen von Winddruckgeräten zu prüfen; es besteht nämlich der dringende Verdacht, als wäre man öfters gerade an sochen Plätzen (z. B. Flugfeldern), wo es auf Kenntnis der Turbulenz der Luft ankommt, aus Gründen räumlicher Beschränktheit zu einer Aufstellung geschritten, die vielleicht gerade noch die mittleren Windgeschwindigkeiten annähernd brauchbar wiedergibt, die aber eine der wesentlichsten Größen, nämlich die Böigkeit, vollkommen verfälscht. Gerade für die Luftfahrt wäre eine gelegentliche Prüfung der festaufgestellten Registrierinstrumente mit dem Kontrollapparat, den man an einen unbeeinflußten Platz stellt, ein Gebot der Sicherheit.

Die für eine Übersicht notwendige Verdichtung des Windbeobachtungsnetzes wurde übrigens in einem Falle, wo es sich um wichtige praktische Entschlüsse handelte, in ganz anderer Weise durchgeführt und zwar mit durchschlagendem Erfolg: Im Wiener Becken und dem östlich anschließenden nördlichen Burgenland wurden Lehrkräfte von mehr als 300 Schulen dafür gewonnen, in ausgesuchten Wochen öfters täglich Windrichtung- und Geschwindigkeit (die letzte nach der Stärkeskala geschätzt) in einfachster Weise aufzuzeichnen. Dank der Bereitwilligkeit und dem Verständnis der Beobachter fielen die so gewonnenen Daten überraschend gut aus, so daß an der sammelnden Stelle, der Zentralanstalt für Meteorologie und Geodynamik in Wien, für bestimmte Augenblicke geltende Strömungskarten gezeichnet werden konnten. Abb. 4 gibt drei Bei-

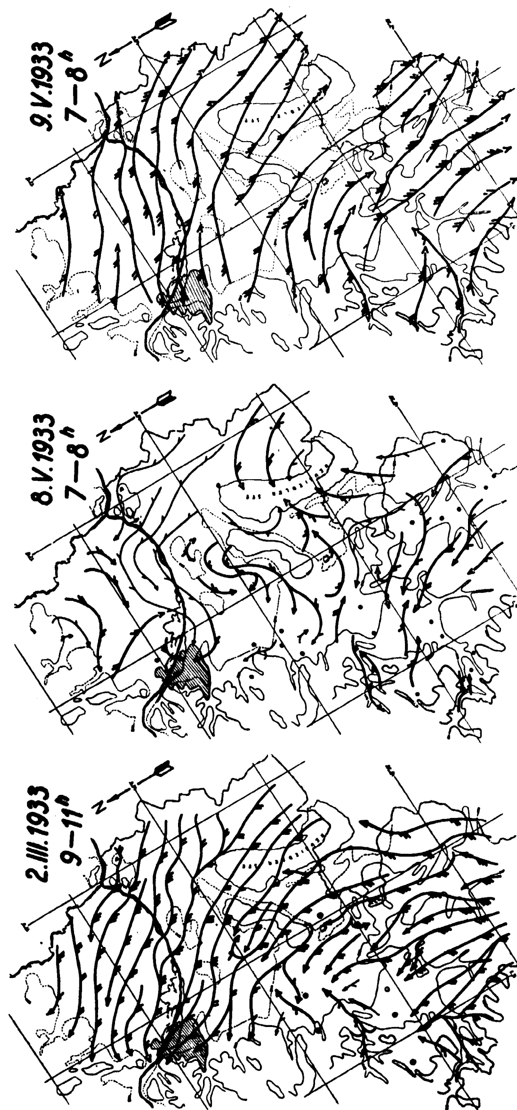


Abb. 4. Luftströmungen im Wiener Becken und im nördlichen Burgenland nach Beobachtungen an mehr als 300 Stellen. Verbaute Teile von Wien: schraffiert. Höhenschichtenlinien für 200 (gestrichelt), 300, 500 (fein ausgezogen) und 1000 m Seehöhe (dicker ausgezogen). Die Luftströmung ist durch Linien dargestellt, die die beobachteten Windrichtungen verbinden. Die seitliche Befiederung gibt den Stärkegrad (nach Beaufort) an, jeder kurze Strich für eine, jeder lange für zwei Einheiten geltend. Z. B. drei längere Fiedern: Windstärke 6, beginnender Sturm. o = Windstille. Das dargestellte Gebiet erstreckt sich etwa 100 km in nordsüdlicher, 70 km in ostwestlicher Richtung.

spiele davon; das erste, vom Vormittag des 2. März 1933, zeigt, wie die südsüdwestliche bis südsüdöstliche Strömung des Ostrandes der Alpen um deren Ende herum immer mehr gegen Südost, ja Ostsüdost umbiegt, um das Gebirge zu umströmen. Die nächste, vom Morgen des 8. Mai, läßt deutlich das Zusammenfließen der Luft zu den wärmeren Stellen, der Stadt Wien (in der Figur schraffiert) und dem Neusiedlersee hin, erkennen, ferner das Abfließen von den niedrigen (unter 200 m relativer Höhe) Hügeln des Leithagebirges weg, das den Neusiedlersee im Westen begleitet. Am Morgen des nächsten Tages (drittes Teilbild) ist nördlich der Alpen bereits durchwegs Westströmung eingetreten; sie biegt um das Ende der Alpen gegen Südosten bzw. Süden um; bestimmte Gebiete treten als allgemein windig hervor: Teile des Marchfeldes (nördlich) und Steinfeldes (südlich der Donau), insbesondere aber der eigentliche Abfall des Gebirges; alles Stellen, an denen offenbar die allgemeine Strömung der Höhe bis zum Boden durchdringt.

Eine zusammenfassende Bearbeitung erscheint erst nach Schluß des Beobachtungsjahres.

Verdunstungsmessungen

Eine für die Zukunft wohl bedeutungsvolle Anwendung der Austauschforschung ist die auf die Bestimmung der tatsächlichen Verdunstung, nicht bloß von freien Wasserflächen, sondern auch von vegetationsbestandenen. In keinem Falle gelang es bisher, die natürlichen Bedingungen in wünschenswerter Weise ungestört zu lassen — es sei denn, man hätte sich von vornherein auf die Berechnung von Niederschlag und Abfluß großer Gebiete verlegt, die aber gute Kenntnis auch des Grundwasserstromes und so lange Zeit verlangt (eine Reihe von Jahren), daß das Speichervermögen des Bodens nicht mehr in Betracht kommt. Die auf den Betrag der Verdunstung einwirkenden einzelnen meteorologischen Elemente, die Auswirkung pflanzenphysiologischer Vorgänge werden so auf keinen Fall erfaßt.

Ein erster Versuch in der hier angestrebten Richtung gelang am 29. August 1931 bei Fürstenfeld (Oststeiermark). Nach regnerischem Wetter hatte sich höhere Temperatur bei heiterem Himmel und sehr schwacher Luftbewegung eingestellt. In zwei verschiedenen Höhen übereinander waren Thermoelemente einander entgegengeschaltet

angebracht, doch soweit seitlich voneinander, daß nach den früheren Untersuchungen die einzelnen Turbulenzströmungen an beiden als in der Regel voneinander unabhängig angesehen werden konnten. Die Temperaturdifferenz der beiden Lötstellen wurde in Sekundenabständen mit Hilfe des Schleifengalvanometers registriert, daneben auch noch die Mitteltemperaturen und die mittlere absolute Feuchtigkeit oben und unten aus genügend häufigen Ablesungen am Aßmannthermometer bestimmt. Die Mitteltemperatur bildete bloß eine Kontrolle für die Galvanometeranschläge.

Man kann nun die Überlegungen, die Ertel zu seiner Formel für Berechnung des A aus den zeitlichen Schwankungen meteorologischer Elemente geführt haben (siehe oben), auch auf den Unterschied der Werte an zwei Stellen anwenden, die genügend weit auseinander und in verschiedenen Höhen liegen, wie man sie etwa durch Verwendung zweier Thermoelemente erhält. Man hat nur zu berücksichtigen, daß die Streuungen $\sqrt{2}$-mal so groß werden wie für die Elementwerte selbst. Das ebenfalls benötigte Temperaturgefälle ergibt sich unmittelbar aus den Registrierungen und man kann so das A erechnen. Die Kenntnis des senkrechten Gefälles der absoluten Feuchtigkeit im selben Raum dazu ergibt das Emporwandern des Wasserdampfes und zwar das „effektive", das, welches angibt, um wieviel mehr von unten nach oben wandert als umgekehrt, ausgedrückt etwa in g, die in der Sekunde quer durch je 1 qcm waagerechter Fläche emporsteigen. Dieser kann, wenn die Vorgänge sich über größerem einheitlichen Gelände, also über dem ganzen Gebiet in derselben Weise abspielen, nur von der Erdoberfläche stammen, also von der Verdunstung des nackten Bodens und der Transpiration der Pflanzen.

Die Beobachtungen bei Fürstenfeld hatten nun einen Wert A = 2.03 geliefert, wohl verständlich für den sehr windschwachen Tag. Das senkrechte Gefälle der Temperatur, bei dem man nun nicht auf das adiabatische zurückzugehen braucht, betrug $5{,}4 \cdot 10^{-4}$/cm, und daraus folgte mit den Streuungswerten der einzelnen in Sekundenintervallen aufgezeichneten Temperaturen bzw. Temperaturänderungen von 0,124 und 0,083° C ein Wasserdampfstrom von $0{,}61 \cdot 10^{-2}$ gcm^{-2}sek^{-1}, was eine Verdunstung an dem sonnigen Tag von 2,2 mm Wasserhöhe in der Stunde entspricht. Schon dieser hohe Wert läßt erkennen, wie nötig ein Feinstudium der Verdunstung wäre, vor allem ihrer Beeinflussung nicht bloß durch die meteorologischen Elemente,

sondern auch durch Wassergehalt des Bodens und der Pflanzen (obige Messung fand sofort nach einer Regenperiode statt) usw.

Solche Untersuchungen drängen sich um so mehr auf, als sie eine erwünschte aber notwendige Ergänzung zu jedem Versuch darstellen, die Wirksamkeit von Feldberegnungsanlagen zu erfassen, sich klar darüber zu werden, wieviel wirklich den Pflanzen zugute kommt, was sofort an die Luft verloren geht und was den Weg normaler Verdunstung und Transpiration nimmt.

Weitere Proben konnten mangels entsprechender Gelegenheit noch nicht gemacht werden; sie gewinnen aber größere Bedeutung, da gleiche Überlegungen bei der wichtigen Frage der Trockenlegung des Neusiedlersees mitsprechen. Verdunstungsmessungen sind ja, selbst wenn sie nach der üblichen Weise mit schwimmenden in das Wasser des Sees hineinlangenden Becken angestellt werden, einer Menge von Fehlerquellen ausgesetzt, deren vornehmlichste die tagsüber höhere Temperatur des Wassers im Becken ist, von der zugestrahlten und infolge des durch den Wannenboden unterbundenen Austausches nicht in die tieferen Schichten hin übermittelten Sonnenenergie stammend. Laboratoriumsversuche haben ergeben, daß man unter gar nicht extremen Bedingungen mit einer fälschlichen Erhöhung von 30—60% zu rechnen hat. Es laufen deshalb neben den Austauschbestimmungen am Neusiedlersee Versuchsreihen, die auf unabhängige Weise auch diese Fehler zu ermitteln gestatten.

Anwendungen in der Biologie

Eine hervorragende Rolle spielt der Austausch bei einer Reihe von Fragen aus dem Grenzgebiet der Biologie. Er gibt ja den Schlüssel für das Verständnis und die Erfassung der Zustände und Änderungen in den untersten Luftschichten, die ja zusammen mit den obersten des Bodens den eigentlichen Lebensraum der Pflanzen bilden. Seine Abhängigkeit von örtlichen Hindernissen, die sich der allgemeinen Bewegung der Luftmassen entgegenstellen, von dem Betrage der Stabilität der Luftschichtung, die wie jene von der orographischen Gliederung des Landes beeinflußt wird, führt zu örtlichen charakteristischen Unterschieden, die — immer wiederkehrend und klimabestimmend — in allererster Linie in der Vegetation zum Ausdruck kommen. Auf diese Weise gehört also auch bioklimatische

Forschung zu gutem Teile ins Gebiet der Lehre vom Austausch. Aus derartigen Erwägungen entstand der Plan, in einem durch die Bodengestaltung und durch das Bestehen eines wissenschaftlichen Stützpunktes ausgezeichneten Gebiet kleinklimatische Forschungen in einer Weise anzustellen, daß alles Wesentliche erfaßt werden konnte. Zusammen mit dem Leiter der Biologischen Station Lunz am See, Prof. Franz Ruttner, wurde eine Gemeinschaftsarbeit in die Wege geleitet: neben den durch den Austausch besonders beleuchteten kleinklimatischen Untersuchungen sollten die verschiedensten Gebiete der Lebenskunde mit ihren Grundlagen, von Fachmännern eingehend bearbeitet, zu Worte kommen. Einiges über Einrichtung und Schrifttum ist dem Auszuge aus dem Vortrag, der am 14. April 1933 vor der Notgemeinschaft gehalten wurde, zu entnehmen[1]).

An gleicher Stelle wären auch Hinweise darüber zu finden, wie insbesondere mit Hilfe des fahrenden Laboratoriums (siehe unten) kleinklimatische Unterschiede auf weiterem Gebiet erfaßt werden konnten. So z. B. die Temperaturgegensätze in einem Hügelland, vor allem aber das Stadtklima mit seinen Auswirkungen nicht bloß auf Temperatur, sondern auch auf Verunreinigung der Luft (Kohlensäure als Indikator), durch die Lufttrübung hervorgerufene Verringerung der Sonnenstrahlung. Allerdings liegen hier die Verhältnisse doch nicht so einfach, daß man sich dem Ziel, einer rechnerischen Erfassung, glatt nähern könnte. Der Versuch, statt einer Großstadt eine isolierte Quelle der Verunreinigung, ein Großkraftwerk, der Untersuchung zugrunde zu legen, scheiterte daran, daß dies als „nicht erwünscht" bezeichnet wurde — wohl eine Verkennung des Zweckes, der bloß die allgemeinen Verhältnisse generell klarstellen sollte.

Geht man Mischungsvorgängen im Kleinen nach, so kommt man auf Gebiete, die eine bedeutende Rolle in unserer Wohn- und Arbeitshygiene spielen: Luftverunreinigung und -Erneuerung sind Probleme der Austauschforschung. Ihre dringendste Anwendung findet sie dort, wo in gewerblichen Betrieben Schutz vor schädlichen Gasen und Dämpfen gefordert wird. Durch Modellversuche einerseits, durch Messungen in Betrieben andererseits wurden so schon

[1]) Wilh. Schmidt: Neue Wege meteorologischer Forschung und ihre Bedeutung für Praxis und Leben, Deutsche Forschung, Aus der Arbeit der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft.

die Fragen der Entlüftung von Abzugshauben, chemischen Herden usw. studiert; die allgemeinen Entlüftungsanlagen ganzer Räume, besonders dort, wo giftige Gase in die Luft gelangen, werden nach gelungenen vorläufigen Versuchen in nächster Zeit in Angriff genommen.

Geräte

Nicht bloß in den früher erwähnten Fällen, vielmehr ganz allgemein spitzt sich die Frage eindringender Turbulenzforschung daraufhin zu, ob es gelingt, Geräte zur Aufnahme der verschiedenen Eigenschaften und Kennzeichen der Luft zu schaffen, die allen den vorkommenden Änderungen genügend rasch folgen. Wenn z. B. durch Winddruckplatten mit Laufbildaufnahme eine wesentliche Erweiterung unserer Kenntnisse von der Windstruktur, durch die rasch arbeitende Methode der Kohlensäurebestimmung mit einer besonderen Art der Probenahme ein besonders lehrreicher Aufschluß über die Art und Weise von Kohlensäurezu- und -abfuhr erzielt werden konnte, so ist der Fortschritt wesentlich der gesteigerten Auflösung zu danken.

Mag aber die erwähnte Laufbildaufnahme vorläufig noch der einzige Weg sein, die Vorgänge auch räumlich zu erforschen, so ist sie doch viel zu umständlich für ein laufendes zeitliches Verfolgen; dazu gehören eigentliche Registriergeräte. Inwieweit die bereits vorhandenen dem Zweck entsprachen, wurde in breiter angelegten Versuchen, die seit Jahren liefen, festgestellt. Die Zusammenfassung der Ergebnisse erscheint demnächst (Annalen der Hydrographie usw.); aus ihr möge als Wichtigstes hervorgehoben werden:

„Von Schalenkreuzanemometern vermögen nur kleine leichte den Schwankungen des Windes so weit zu folgen, daß man solche mit Schwingungsdauern von etwa einer halben Minute noch ziemlich richtig abliest. Gedrängt beisammenstehende Schalen (kurze Arme) erhöhen dabei die Zuverlässigkeit der Einzelablesung.

Kontakteinrichtungen und Übersetzungen, die nach dem Tachometerprinzip die augenblickliche Geschwindigkeit abzulesen gestatten, stören bei geeigneter Anordnung durchaus nicht.

Recht günstig sind Wohltmannsche Flügelräder, sie werden allerdings wegen ihrer größeren Empfindlichkeit nicht immer bevorzugt. Die einfacheren gebremsten Schalenkreuze liefern in ihrer leichtesten Ausführungsform sehr gute Ergebnisse.

Eine wesentlich höhere Stufe der Wiedergabe liefern Druckrohranemometer der Bauart Dines. Der Originalausführung sind bei kurzer oder sehr weiter (man geht bis zu 2 Zoll Durchmesser) Rohrleitung Wellen von 4 Sekunden-Periode annähernd richtig zu entnehmen, besonders wenn der Winstoß länger nahe dem Maximum verweilt.

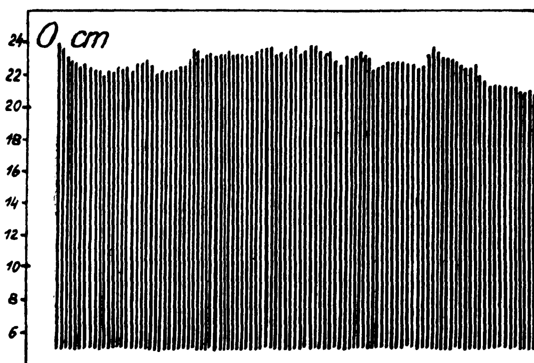
Jede Abänderung der Konstruktion derart, daß die Masse des Schwimmers vergrößert, die Rohrleitung als Ganzes oder in einzelnen Teilen (Hähne), insbesondere aber die Öffnung des aufnehmenden Teiles verengt ist (manche Konstruktionen mit kleineren „Pitotschen Röhren") beeinträchtigt die Wiedergabe rascher Schwankungen ganz erheblich. Manchem Böenschreiber ist ein richtiger Böigkeitskoeffizient überhaupt nicht zu entnehmen — von Fehlern in der Aufstellung, die ihn mitunter um 100% fälschen, ganz zu schweigen.

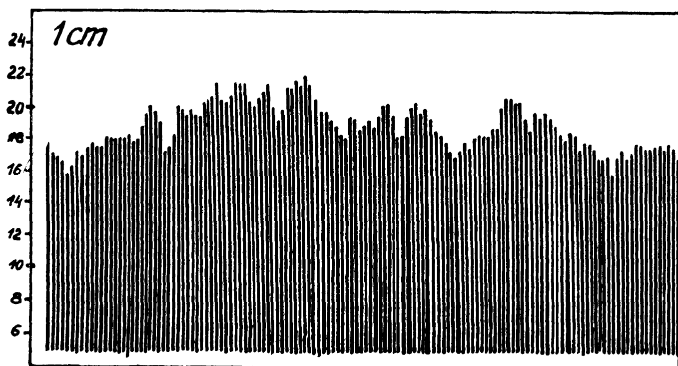
Vorzügliche Wiedergabe der Böigkeit und der raschesten Schwankungen bis zu schätzungsweise 1—2 Sekunden herab liefern jene Druckrohranemometer, bei denen durch Verwendung von Membranen die Verschiebung von Luftmassen im Gerät weitgehendst herabgesetzt ist.

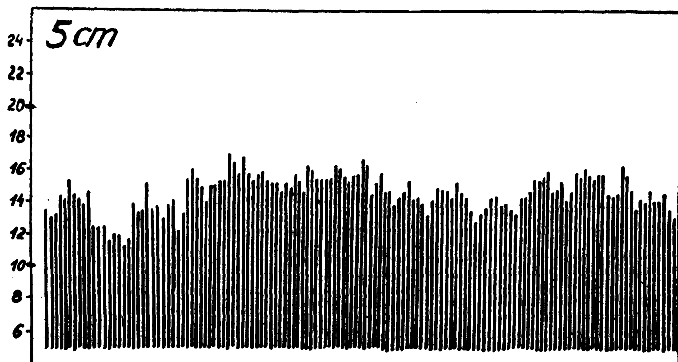
Als Geräte für rascheste Windänderungen (Bruchteile von Sekunden) haben sich leichte durchlässige Windruckplatten vorzüglich bewährt."

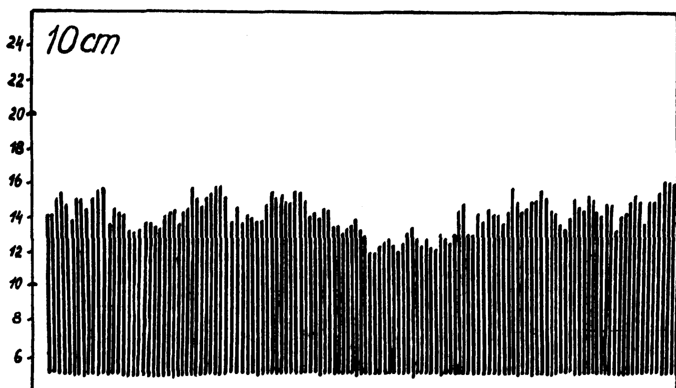
Auf eine Prüfung der Windmesser, die auf Verwendung eines Hitzdrahtes beruhen, wurde nicht eingegangen; sie lassen sich dem Verwendungszweck durch Wahl der Drähte und des Anzeigegerätes weitgehend anpassen.

Mit dem neuen als wirklich vorzüglich erkannten Instrument, dem Membranschreiber, von dem ein Versuchsexemplar im Munroschen Diaphragma-Recorder zur Verfügung stand, waren Vergleichsbeobachtungen bei den Versuchen in Hommelsheim gemacht worden. Leider fiel das Gerät einem Diebstahl, bei dem man es offenbar nur auf die Messingteile abgesehen hatte, zum Opfer. Man könnte aber mit den gewonnenen Erkentnissen an den Bau eines Gerätes gehen, das wesentlich besser arbeitet als das Druckrohranemometer, wie es von W. H. Dines angegeben wurde (die nachgebauten Instrumente sind meistens merkliche Verschlechterungen), dabei aber erheblich billiger käme.


0 cm
24
22
20
18
16
14
12
10
8
6


1cm
24
22
20
18
16
14
12
10
8
6


5cm
24
22
20
18
16
14
12
10
8
6



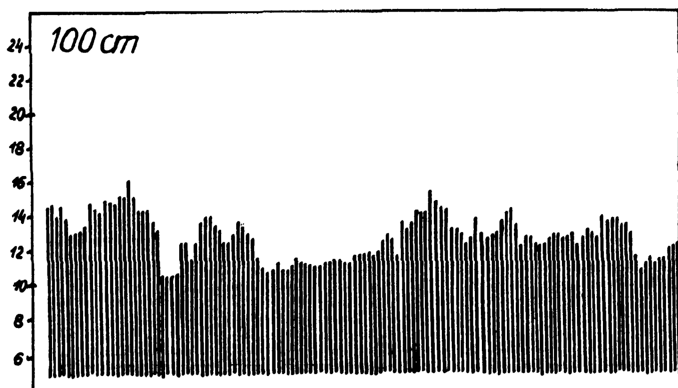


Abb. 5. Rasche Temperaturschwankungen in verschiedenen Höhen über dem Boden, aufgenommen mit feindrahtigen Thermoelementen, Zeißschem Schleifengalvanometer und besonderem Registrierapparat. Jeder senkrechte Strich entspricht einem Kontakt, Kontaktfolge 1 Sekunde. Links die Temperaturen in °C.

Man beachte vor allem die starken Temperaturunterschiede vom sonnenbestrahlten Boden nach aufwärts; die geringen zeitlichen Schwankungen, wenn das Thermoelement am Boden aufliegt, die rascheren in geringerer, die längerdauernden in größerer Höhe.

Ganz allgemein — nicht bloß auf den Wind anwendbar — ist ein Gerät von Vorteil, das optisch in kurzen und genau bestimmten Zeitabschnitten registriert; nimmt es die Angaben eines Schleifengalvanometers (nach Zeiß) auf, so sind damit — etwa bei Verwendung von Thermoelementen — die raschen Temperaturschwankungen festgehalten; bei Benützung einer Hitzdrahtschaltung Windschwankungen, in ähnlicher Weise auch Schwankungen der Feuchte. Sehr viel Mühe wurde deshalb auf die Durchbildung eines Gerätes verwendet, das aufgewöhnlichen Filmstreifen die Ausschläge eines Schleifengalvanometers aufnimmt. Der Filmtransport erfolgt daher nicht gleichförmig, sondern ruckweise auf elektrischen Kontakt hin um je ein Drittel mm. Gibt ein Metronom die Kontakte alle Sekunden, so erhält man ein recht scharfes Bild der kurzen Temperaturschwankungen, aus denen die Größe des Austausches abzuleiten ist (vgl. Abb. 5); wird je ein solcher Stromschluß bewerkstelligt, wenn ein Thermoelement um eine bestimmte Strecke in die Höhe gehoben wird, so folgt ein getreues Abbild senkrechter Temperaturverteilung, und wenn endlich die Kontakte von der Tachometerwelle des Autos aus gegeben werden, so wird die Temperaturverteilung längs des durchfahrenen Weges festgehalten, wenn man in der unbeeinflußten Zone vor dem Kühler einen aspirierten feinen Widerstandsdraht anbringt und in entsprechender Brückenschaltung mit dem im Wagen selbst mitgeführten Registriergerät verbindet.

Ein derartiger Einbau ist allerdings nur in einem Wagen möglich, über den man verfügen kann; ein solcher steht nun — wohl eines der wichtigsten Geräte — in dem „fahrenden Laboratorium" zu Gebote, dessen Fahrgestell seitens der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft gespendet wurde, der Aufbau, von außen entfernt ähnlich einem kleinen Überlandautobus, seitens des Österreichischen Bundesministeriums für Land und Forstwirtschaft, während das Bundesministerium für Unterricht sich verpflichtet hat, für die Betriebsmittel aufzukommen. Der Wagen muß gleichzeitig auch seenkundliche Forschungen, von der Biologischen Station Lunz, bzw. deren Leiter Prof. Dr. Ruttner unternommen, dienen; deshalb ist die Inneneinrichtung mit Kasten, Klapptischen usw. so getroffen, daß wahlweise alle Behelfe für meteorologische oder seenkundliche Untersuchungen (in physikalischer, chemischer und vor allem biologischer Richtung) mitgenommen werden können, Zelt zum Arbeiten bzw. Übernachten im Freien eingeschlossen.

Das fahrende Laboratorium bedeutete für fast alle Arbeiten der letzten Jahre, mochte es sich um Aufnahmen an bestimmten Stellen handeln oder Beobachtungen während der Fahrt, eine nicht mehr zu entbehrende Hilfe; gerade die oft aufschlußreichen unbewohnten, dadurch auch ungestörten Plätze waren dadurch einer raschen zeitsparenden Bearbeitung zugänglich gemacht.

Es sind hier durchaus nicht alle Arbeitsgebiete angeführt worden, die, von der Strömungsforschung ausgehend, Gegenstand besonderer Untersuchung waren.

Eine Reihe ausgesuchter Mitarbeiter, Unterstützung von verschiedenen Seiten, vor allem aber die grundlegende verständnisvolle Hilfe der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft ermöglichte es, eine breite Basis zu schaffen, von der aus in Zukunft stets zunehmende Ernten zu erwarten sind — nicht bloß auf rein theoretischem Gebiete sondern auch in verschiedenen vor allen wichtigen Anwendungen auf das tägliche Leben.

Die Bergatmosphäre

Von Dr. Anton Büdel-München.

Der Einfluß eines Gebirges auf das Klima und das Wetter seiner näheren und weiteren Umgebung läßt sich in drei Unterarten gliedern: die weiträumige Wirkung, die sich auf Hunderte von Kilometern erstrecken kann (z. B. der Einfluß der Alpen auf die meteorologischen

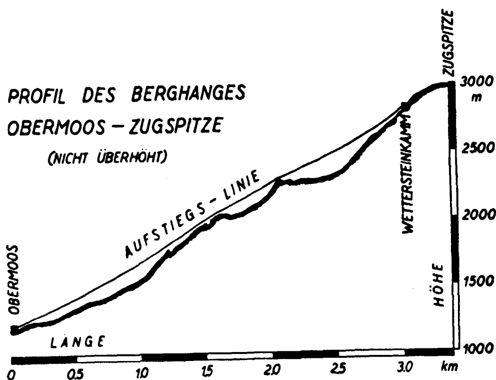


Abb. 1. Längenprofil der österreichischen Zugspitzbahn.

Verhältnisse Süddeutschlands); das auf das eigentliche Berggebiet beschränkte „Gebirgsklima" (z. B. die meteorologischen Sonderverhältnisse der Täler, Hochflächen usw.) und das „Hangklima" bzw. das „Hangwetter", welches sich innerhalb der „Bergatmosphäre" abspielt.

Die im letzten Jahrzehnt durch die Arbeiten von W. Schmidt, R. Geiger u. Anderen ausgebaute „Mikroklimatologie" hat die Existenz eines bodennahen Klimas nachgewiesen, das auf eine nur wenige Dezimeter mächtige bodennahe Luftschicht beschränkt bleibt und außerordentlich stark von der Bodenform und der Exposition abhängt. Die gleichen Faktoren gestalten die Verhältnisse der Bergatmosphäre, die wir uns also ebenfalls als eine über ein Sonderklima verfügende

Lufthaut am Berghang vorzustellen haben, deren Mächtigkeit stellenweise einige hundert Meter erreichen kann. Es sei aber gleich hier vorweggenommen, daß die Bergatmosphäre keine meteorologisch einheitliche Luftschicht darstellt, sondern aus einer Reihe von Klein-Luftkörpern besteht, die nebeneinander und hintereinander liegen und genau wie die entsprechend kleineren Elemente der Mikroklimatologie von der Exposition, der Bodenform, dem Bodenzustande usw. abhängen.

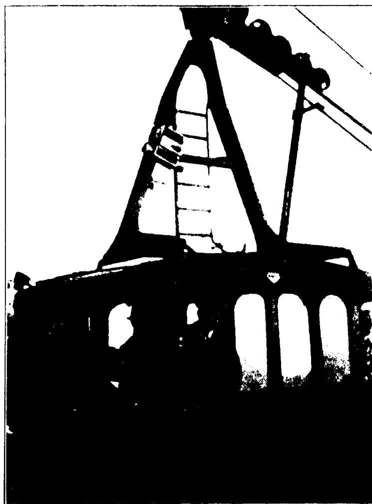


Abb. 2. Meteorograph am Dache der Zugspitzbahn-Kabine.

Der Erforschung dieser „Bergatmosphäre“ dienten die „Zugspitzbahn-Versuche“, welche in den Jahren 1927/28 mit weitgehender Unterstützung der Notgemeinschaft der Deutschen Wissenschaft durchgeführt wurden und nunmehr bis in alle Einzelheiten ausgewertet vorliegen[1]).

Um die Eigenarten der Bergatmosphäre noch genauer herauszuschälen, wurden außerdem gleichzeitig in der freien Atmosphäre über München Flugzeugaufstiege durchgeführt. Auf diese Weise konnten die bis dahin vorhandenen Vergleiche Gipfel freie Atmosphäre durch die Gegenüberstellung Berghang freie Atmosphäre erweitert werden.

Als Hilfsmittel für die Erforschung der Bergatmosphäre diente die österreichische Drahtseilbahn auf die Zugspitze, die den Talkessel von Ehrwald mit der 160 m unterhalb des Zugspitzgipfels gelegenen Bergstation verbindet. Sie überwindet in 16 Minuten einen Höhen-

[1]) Die ausführliche Veröffentlichung erfolgte im Deutschen Meteorologischen Jahr- (Bayern) 1929—1931, 71 Seiten, 127 Abbildungen und 15 Tafeln.

unterschied von fast 1600 m. Der Abstand des Seiles vom Boden schwankt zwischen 10 m und 140 m.

Zur Sondierung der Bergatmosphäre dienten Meteorographen, wie sie auf aerologischen Drachenstationen verwendet werden. Jede Kabinenfahrt bot Gelegenheit, mit Hilfe dieses Registriergeräts die Luftdruck-, Temperatur- und Feuchtigkeitsverhältnisse der durchfahrenen Strecke festzulegen.

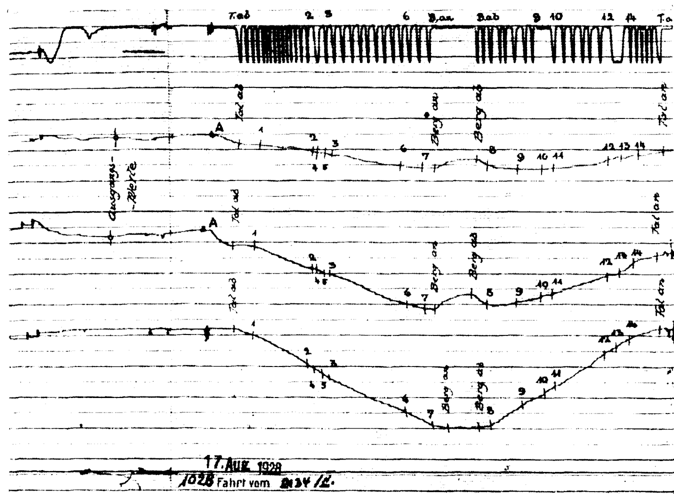


Abb. 3. Registrierung der Fahrt Nr. 1028.

In der Abb. 3 ist eine derartige Registrierung wiedergegeben: Die untere Kurve zeigt den Verlauf des Luftdruckes (abnehmend – Bergfahrt, zunehmend – Talfahrt), die darüberliegende – die Temperatur, die dritte – die relative Feuchtigkeit und die oberste gezackte Linie das Maß der Belüftung, ohne die ja eine einwandfreie Temperaturmessung nicht möglich ist. Diese Ventilation erfolgte bei einer Fahrtgeschwindigkeit von 3,6 m/s auf natürlichem Wege, außerdem wurde sie durch einen Ventilator ergänzt.

Aus den Luftdruck- und den Temperaturwerten konnten nun die Meereshöhen der einzelnen markanten Punkte der Kurven (in der Abb. 3 durch Zahlen kenntlich gemacht) errechnet werden. Die rech-

nerische Auswertung der über 2500 Aufstiegsprofile erfolgte mit Hilfe besonderer zu diesem Zwecke geschaffenen Auswertegeräte. Die von der Bahn durchfahrene Strecke liegt zwischen 1234 m und 2805 m Meereshöhe; die hier gewonnenen Werte erhielten eine wertvolle Ergänzung durch die Registrierungen der Hochstation Zugspitze (2964 m), der Wetterwarte Partenkirchen (717 m) und der eigens für diese Zwecke errichteten meteorologischen Aufstellungen in Ehr

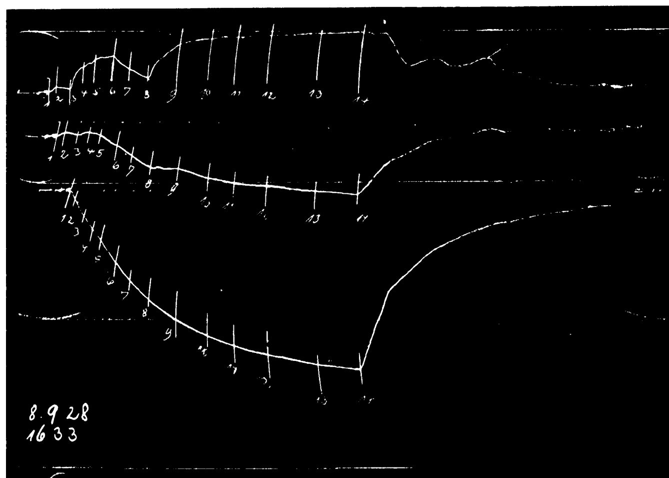


Abb. 4. Kurvenblatt eines Flugzeugaufstieges (Gipfelhöhe 5886 m).

wald (995 m) sowie an der Tal- (1234 m) und der Bergstation (2805 m) der Drahtseilbahn. Auf diese Weise wurden die Verhältnisse der Luftsäule von fast 2250 m Mächtigkeit erfaßt.

Die Werte für die freie Atmosphäre lieferten neben den bereits erwähnten Flugzeugaufstiegen (Abb. 4) auch die Münchener Registrierballonaufstiege, so daß mehr als 200 gleichzeitige Sondierungen zu Vergleichszwecken zur Verfügung stehen. Alle Messungen längs des Berghanges wurden durch zahlreiche Parallelversuche und sonstige ntrollmaßnahmen überwacht, so daß eine hohe Meßgenauigkeit icht werden konnte.

Die thermischen Vorgänge innerhalb der Bergatmosphäre

Da der Berghang eine gehobene Erdoberfläche darstellt, hängt die Temperatur der ihm benachbarten Luftschicht in weit höherem Maß von den Verhältnissen des Untergrundes ab, als die der freien Atmosphäre in gleicher Meereshöhe. Die Bergatmosphäre zeigt also naturgemäß einen größeren täglichen Gang der Temperatur, wobei außerdem die Exposition des betreffenden Berghanges zu beachten ist (Abb. 5)[1].

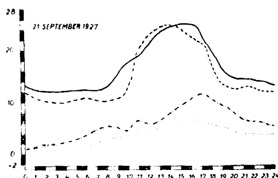


Abb. 5. Beispiel des täglichen Temperaturganges in verschiedenen Höhen am Berghang[1]).

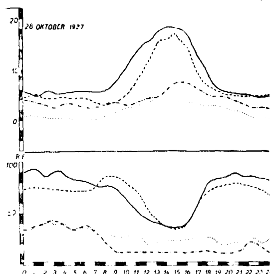


Abb. 6. Beispiel des täglichen Ganges der Temperatur und der Feuchtigkeit am Berghang bei nächtlicher Ausstrahlung.

So wird im Beispiel der Abb. 5 die Station Wettersteinkamm (strichpunktierte Linie) aus Expositionsgründen untertags viel stärker erwärmt als die nur 160 m darüber liegende Zugspitze (punktierte Linie). Auch für die bedeutende Abnahme der Amplitude des täglichen Ganges der Temperatur mit der Meereshöhe liefert die Abb. 5 ein markantes Beispiel.

Die Verhältnisse bei Nacht, besonders bei starker Ausstrahlung, veranschaulicht die Abb. 6.

Die durch Ausstrahlung abgekühlte bergnahe Luftschicht fließt ab und vermag deshalb die Hangtemperaturen nur wenig zu beeinflussen. In den Tälern dagegen treten tiefe Ausstrahlungstemperaturen auf. So z. B. erreicht in der Abb. 6 Obermoos (gestrichelte Kurve) in den Morgen- und Abendstunden die Temperatur der fast 1600 m höher liegenden Station Wettersteinkamm.

[1]) ZEICHENERKLÄRUNG
——— PARTENKIRCHEN
—·—·— EHRWALD
- - - - - OBERMOOS
—··—··— WETTERSTEINKAMM
·········· ZUGSPITZE

Meereshöhen: Partenkirchen 717 m, Ehrwald 995 m, Obermoos 1234 m, Wettersteinkamm 2805 m, Zugspitze 2964 m.

Darüber, was bei allen diesen Vorgängen in der Zwischenschicht sich abspielt, geben uns die Meteorographen-Aufstiege Aufschluß, deren Werte in den isoplethären Darstellungen für die einzelnen Tage zusammengfaßt sind (Tageszeit als Abszisse und Meereshöhe als Ordinate der Abb. 7—18). Die Hauptfaktoren von denen die Form dieser Isothermen-Gebilde abhängt, sind ebenfalls in die Darstellungen eingezeichnet und zwar die Zeiten des Sonnenscheins als waagrechte

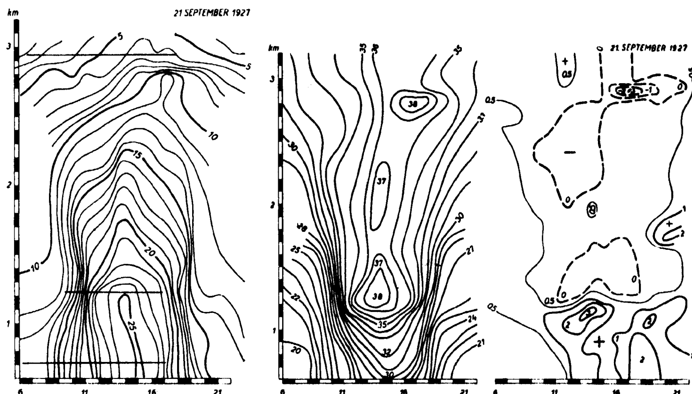


Abb. 7. Die Temperatur- und die Gleichgewichtsverhältnisse an einem heiteren Tag.

Linien in 717 m (Partenkirchen), 1234 m (Obermoos) und 2964 m (Zugspitze) Meereshöhe, die mit Nebel, Schneefall, Regen usw. ausgefüllten Zeiträume durch die meteorologischen Symbole dieser Elemente.

Die linke Darstellung der Abb. 7 zeigt die Temperaturverhältnisse am Berghang zwischen 600 m und 3000 m Meereshöhe an einem heiteren Tage. Unter der Wirkung der Sonnenstrahlung schnellen die Isothermen im Laufe der Morgenstunden rasch in die Höhe um nach Sonnenuntergang ebenso rasch wieder abzusinken. So liegt z. B. die 15°-Linie um 9 Uhr noch unterhalb 600 m, erreicht um 14 Uhr die Meereshöhe von 2300 m um gegen 21 Uhr wieder unter das 600 m Niveau zu verschwinden.

Derartige „Isothermendome" sind typisch für alle heiteren Tage, unabhängig von der Jahreszeit. Die Verschiebung des Maximums der Erwärmung in Gipfelnähe auf die späteren Nachmittagsstunden ngt mit der westlichen Exposition dieses Bahnabschnittes zusammen.

Der mittlere und rechte Teil der Abb. 7 gibt Aufschluß über die Stabilitätsverhältnisse einer derartigen Isothermenschar mit Hilfe der potentiellen Temperaturen und der daraus abgeleiteten Linien gleicher Stabilität (Isostathmien). Die positiven Isostathmien umfassen alle stabil geschichteten Abschnitte, die Isostathmie Null verbindet alle im konvektiven Gleichgewicht befindlichen Punkte, die negativen Isostathmien bezeichnen die labilen Gebiete. Danach ist also an einem heiteren Tage (Abb. 7 rechte Hälfte) die Luft am

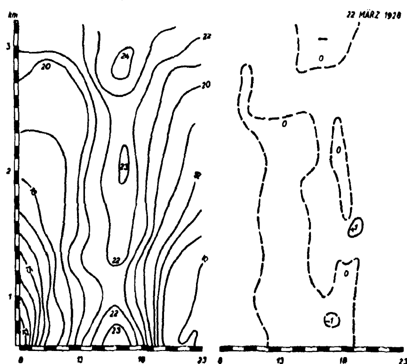


Abb. 8. Die Gleichgewichtsverhältnisse der Bergatmosphäre an einem Föhntag.

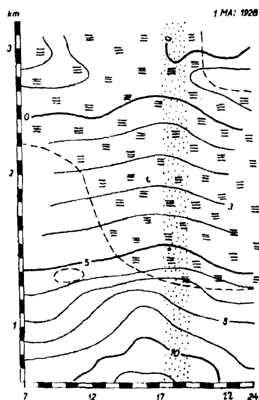


Abb. 9. Temperaturverhältnisse in der Bergatmosphäre an einem Regentag.

Fuße des Berges (bis etwa 1200 m) stabil geschichtet. Abends und morgens umfaßt die Stabilität die gesamte Bergatmosphäre; tagsüber herrscht am Hang konvektives Gleichgewicht und nur in besonders stark angeheizten Gebieten Labilität.

Der Verlauf der Isothermen der wahren Temperatur an einem Föhntag unterscheidet sich kaum von dem des „Normaltages" der Abb. 7. Dagegen spielen die Linien gleicher Stabilität (rechte Hälfte der Abb. 8) die Eigenschaften des Föhns als Fallwind wieder. Es herrscht längs der ganzen Bergatmosphäre (mit zwei verschwindend kleinen Ausnahmen) konvektives Gleichgewicht. Über die thermischen Wirkungen des Föhns wird weiter unten (S. 94) ausführlich berichtet.

Ganz anders gestalten sich die Verhältnisse, wenn die bergnahe Luftschicht mit Nebel oder mit fallenden Niederschlägen angefüllt ist (Abb. 9).

Statt des Emporschnellens der Isothermen um einige tausend Meter, weisen sie, besonders innerhalb der Nebelschicht, nur eine ganz leichte Krümmung auf, der Gradient, d. h. der Abstand der einzelnen Temperaturkurven, vergrößert sich.

An einem derartigen trüben Tag ist die Bergatmosphäre unter und in der Wolkendecke gleichmäßig leicht stabil, nur an der oberen Wolkengrenze, die im Beispiele der Abb. 9 und 10 knapp über 3000 m Meereshöhe lag, erhöht sich die Stabilität.

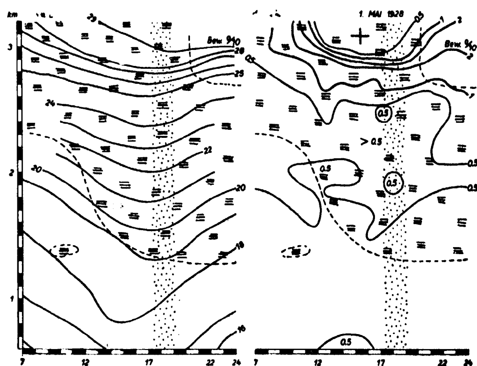


Abb. 10. Stabilitätsverhältnisse an einem Regentag.

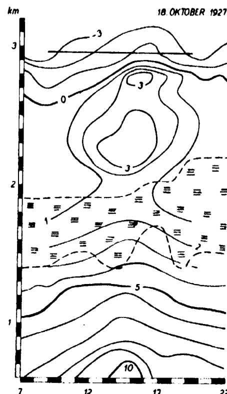


Abb. 11. Temperaturverhältnisse bei niedrigen Schichtwolken.

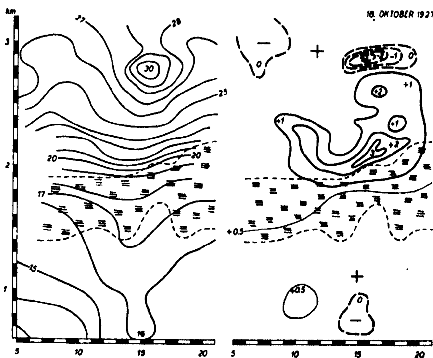


Abb. 12. Potentielle Temperaturen und Isostathmien bei einer Hochnebeldecke.

Ist die Wolkendecke so niedrig, daß auch ihre obere Grenze innerhalb der Bergatmosphäre liegt, so läßt sich am Berghang, ähnlich wie in der freien Atmosphäre, eine mitunter stark ausgeprägte Temperaturumkehr feststellen (Abb. 11). Die Gleichgewichtskurven der Abb. 12

(rechte Hälfte) zeigen an der Wolkenoberfläche hohe Stabilität und als Kompensation in Gipfelhöhe einen labilen Kern.

Bei starker Durchmischung, z. B. durch einen vorangegangenen Kälteeinbruch, zeigt die Bergatmosphäre durchaus keine so geordneten thermischen Verhältnisse wie in den vorbesprochenen Beispielen. In der Abb. 13 ist zwar unter der Wirkung eines fast ununterbrochenen Sonnenscheins die allgemeine Gestalt des Isothermendomes zu erkennen, aber die einzelnen Isothermen zeigen eine Unruhe, die

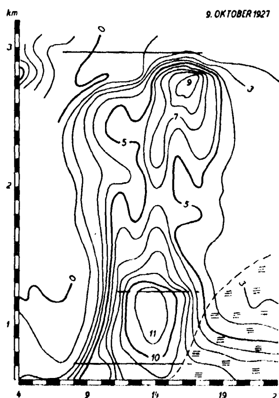


Abb. 13. Temperaturverteilung in der stark durchmischten Bergatmosphäre.

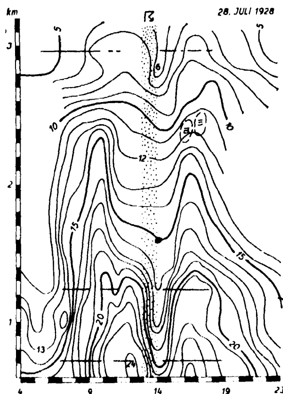


Abb. 14. Temperaturverhältnisse in der Bergatmosphäre bei einem örtlichen Wärmegewitter.

deutlich das Übergangsstadium von der frisch eingebrochenen Luftmasse, der die alte Bergatmosphäre weichen mußte, zu einer neuen bergnahen Lufthaut erkennen läßt.

An Tagen mit wechselnder Bewölkung ist der Isothermendom breiter und erreicht nicht die Höhenentwicklung eines „Normaltages".

Wie leicht die bergnahe Lufthaut beseitigt und bei der Wiederherstellung der alten Bedingungen rekonstruiert ist, zeigt das Beispiel der Abb. 14. Durch die hochsommerliche Wärme kommt es bereits in den frühen Morgenstunden zur Ausbildung eines steilansteigenden Isothermendomes, die gegen Mittag aufkommende Bewölkung hemmt diese Entwicklung und das etwa eine Stunde dauernde Wärme-

gewitter bringt ein rasches Absinken der Temperaturkurven. Nach Abzug der Wolken setzt die Einstrahlung wieder ein, die Bergatmosphäre erholt sich außerordentlich rasch, so daß sich die Verhältnisse des Vormittags wieder einstellen.

Derartige Störungen können nicht nur zeitlich, sondern auch räumlich eng begrenzt sein, so z. B. im Falle der Abb. 15 zieht in den Mittagsstunden zwischen 600 m und 1500 m Meereshöhe ein Kalt-

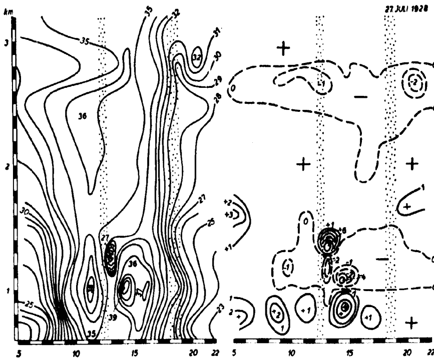


Abb. 16. Gleichgewichtsverhältnisse beim Durchzug eines Kaltlufttropfens.

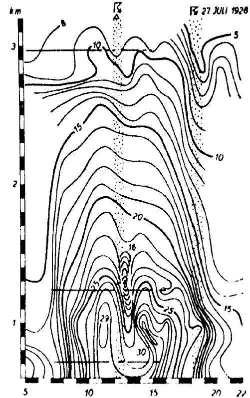


Abb. 15. Durchzug eines Kaltlufttropfens.

lufttropfen durch, der die Temperatur des unteren Teiles der Bergatmosphäre von 29° auf 16° erniedrigt. Die darüberliegenden Luftschichten werden von diesem Vorgang kaum berührt; wie im vorhergehenden Beispiele stellen sich auch hier nach Abzug der Kaltluft die ursprünglichen Verhältnisse wieder her.

Die Vorgänge beim Durchzug eines derartigen Kleinluftkörpers lassen sich an Hand der Gleichgewichtskurven (rechte Hälfte der Abb. 16) folgendermaßen erklären: Die stabilen oberen Teile des Kaltluftkörpers fallen durch den außerordentlich labilen und deshalb wohl im Aufsteigen begriffenen unteren Teil durch und mischen sich mit den unterhalb der Kaltluftbahn liegenden stabilen Schichten, ihre Stabilität erhöhend. An Stelle dieses „umgestürzten" schmalen Kaltluftkörpers treten nun advektiv Warmluftmassen heran und bilden den labilen Kern in 1000 m Meereshöhe.

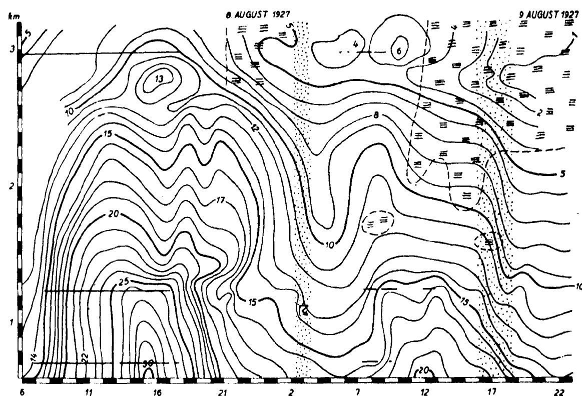


Abb. 17. Einbruch eines neuen Luftkörpers.

Im Gegensatz zu den vorübergehenden Störungen zeigt die Abb. 17 die Umgestaltung des Isothermendomes am Berghang durch Einbruch eines neuen Luftkörpers. Die Stabilitätsuntersuchung dieses

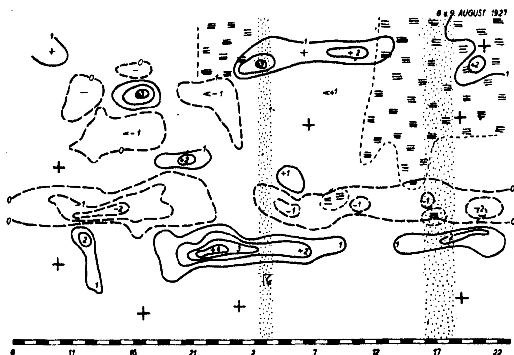


Abb. 18. Gleichgewichtskurven bei einem durchgreifenden Kälteeinbruch.

Kaltlufteinbruches (Abb. 18) zeigte, daß die verschiedenen Gleichgewichtszonen durch einen derartigen elementaren Vorgang kaum gestört werden.

Soweit einige Beispiele aus den mehr als 400 in der Originalveröffentlichung gebrachten Darstellungen des Temperaturfeldes am Berghang.

Wir wenden uns nun den thermischen Vorgängen in den Einzelniveaus der Bergatmosphäre zu; an erster Stelle sind hier die Kaltlufteinbrüche zu besprechen.

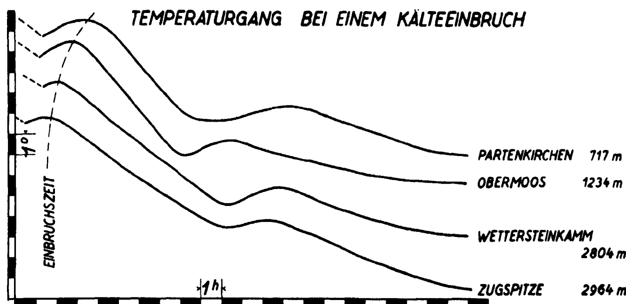


Abb. 19. Wirkung eines Kaltlufteinbruches in verschiedenen Höhen.

Aus dem Beobachtungsmaterial wurden alle markanten, durch Vor- und Nachläufer ungestörten Kälteeinbrüche in bezug auf ihre Dauer und die thermische Wirkung gemittelt und in der Abb. 19 dargestellt. Danach geht einem Kaltlufteinbruch eine merkliche Temperaturerhöhung voran, deren Ausmaß und Dauer im Tale am stärksten ausgeprägt ist. Die einbrechende Kaltluft setzt im Mittel zuerst am Gipfel ein und dringt dann verhältnismäßig langsam bis zu Tale durch. Am kürzesten ist dieser Einbruchsvorgang unmittelbar am Fuße des eigentlichen Bergmassivs (vgl. Abb. 19 Kurve für Obermoos). Am längsten dauert er in dem der Zugspitze vorgelagerten Talkessel von Partenkirchen. Dem eigentlichen Einbruch folgt nun eine beachtliche Erwärmung, deren Ausmaß und Dauer aus der Abb. 19 zu ersehen ist. Erst nach einigen Stunden sind die Verhältnisse so weit stabilisiert, daß eine gleichmäßige weitere Abkühlung durch den die Bergatmosphäre nunmehr beherrschenden Kaltluftkörper erfolgen kann.

In den einzelnen Abschnitten des Thermogramms eines Kaltlufteinbruches (schematisch im oberen Teil der Abb. 20) spielen sich die Vorgänge wohl folgendermaßen ab:

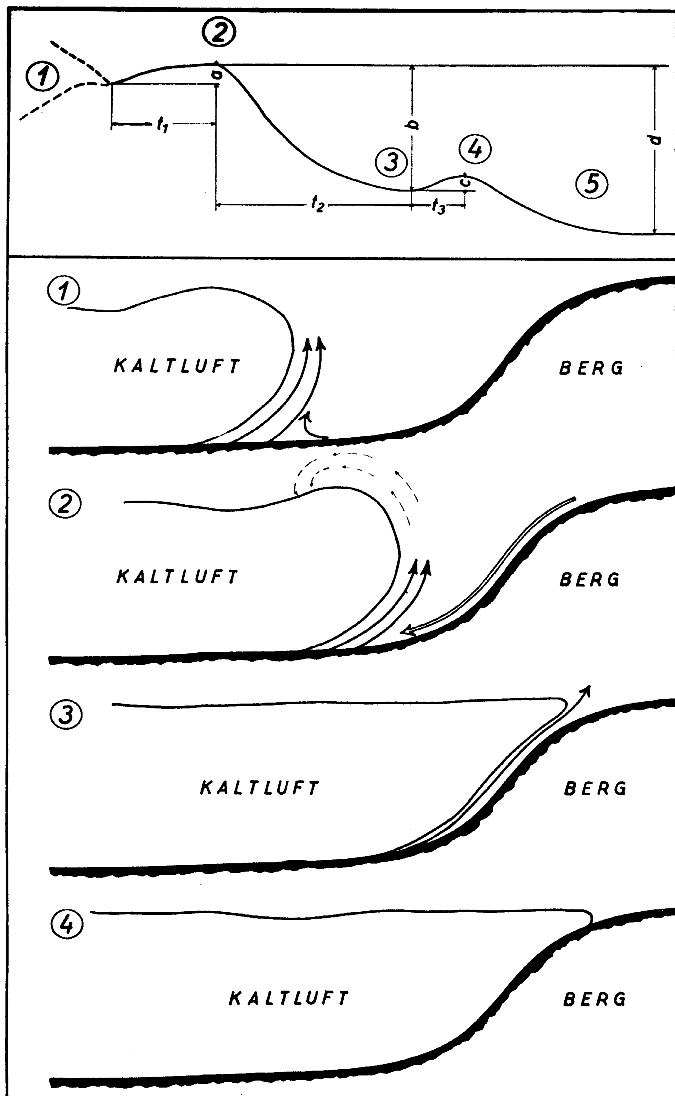


Abb. 20. Schema eines Kaltlufteinbruchs am Berghang.

Abschnitt 1 des Thermogramms, Skizze 1 der Abb. 20: Die Kaltluft liegt im Flachlande, am Berghang herrscht noch der normale Temperaturgang (steigend oder fallend, je nach der Tageszeit).

Abschnitt 2 des Thermogramms, Skizze 2 der Abb. 20: Die Kaltluft ist nahe an den Berg gerückt; die auf ihrer Vorderseite emporgehobene Luft wird durch die in absteigende Bewegung versetzte Bergatmosphäre ersetzt, diese absteigende Bewegung bedingt die Temperaturerhöhung am Hang.

Abschnitt 3 des Thermogramms, Skizze 3 der Abb. 20: Die Kaltluft hat den Berg erreicht; die bergnahe Luftschicht entweicht rasch nach oben und fördert eine erhöhte Abkühlung. Da am Fuße des Berges (Obermoos, Abb. 19) die alte Bergatmosphäre zuerst beseitigt wird, kommt dort auch zuerst die Abkühlung zum Stillstand. Weiter im Vorland dagegen (Partenkirchen) verzögern Warmluftreste den Abkühlungsvorgang.

Abschnitt 4 des Thermogramms, Skizze 4 der Abb. 20: Die Kaltluft liegt dem Berghang auf, die verstärkt abkühlende Aufwärtsbewegung der bergnahen Lufthaut ist nicht mehr vorhanden, dazu kommt noch eine leichte Erwärmung durch den rückwärtigen (absteigenden) Teil der Böenwalze.

Abschnitt 5 des Thermogramms: Langsame weitere Abkühlung im einheitlichen Kaltluftkörper.

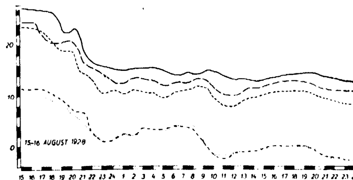


Abb. 21. Kaltlufteinbruch in mehreren Staffeln[1]).

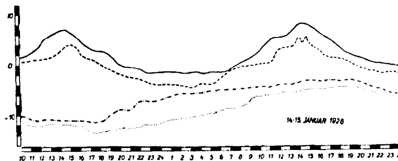


Abb. 22. Warmlufteinbruch, der nur die oberen Stationen erfaßt[1]).

Häufig erfolgt der Einbruch der Kaltluft in mehreren Staffeln (Abb. 21).

Die **Warmlufteinbrüche** wirken sich nicht so einheitlich wie die Kaltluft in der Bergatmosphäre aus, es seien hier deshalb nur Einzelbeispiele ohne weitere Erklärung angeführt:

[1]) Zeichenerklärung vgl. S. 84.

Neben der advektiven Temperaturveränderung durch die Einbrüche neuer Luftkörper ruft auch der Föhn in der Bergatmosphäre Temperatursprünge hervor.

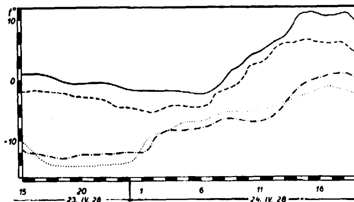


Abb. 23. Die Warmluft setzt oben scharf ein[1]).

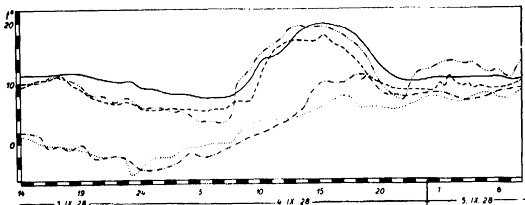


Abb. 24. Der Warmlufteinbruch verwischt den täglichen Gang der oberen Station (4. September 1928) und wird durch die Ausstrahlungstemperaturen der unteren Stationen besonders unterstrichen.

Die Abb. 25 bringt ein typisches Beispiel des Ablaufs einer Föhnperiode. Bei sinkendem Luftdruck (untere Kurve) springt plötzlich die Temperatur in Obermoos (gestrichelte Kurve im oberen Teil der Abb. 25) am späten Nachmittag des 8. November um etwa 8⁰ in die Höhe. Gleichzeitig sinkt die Feuchtigkeit (mittlere Kurven der Abb. 25) dieser Station um ein beträchtliches Maß. Unbekümmert um den normalen täglichen Gang verläuft die Temperatur und die Feuchtigkeit in Obermoos angenähert geradlinig, um dann mit dem Erlöschen des Föhns und dem gleichzeitig einsetzenden Luftdruckanstieg fast plötzlich auf die normalen Werte zurückzukehren. Die Temperatur und die Feuchtigkeit der oberen Stationen werden von diesen Vorgängen so gut wie gar nicht beeinflußt; die unterste Station (ausgezogene Kurven) wird nur für einige Stunden des 9. November vom Föhn erfaßt.

[1]) Zeichenerklärung vgl. S. 84.

Selbstverständlich kann der Föhn auch irgendeinen anderen Punkt am Gebirgsfuße erfassen, so z. B. in der Abb. 26 kommt er in Partenkirchen zur vollen Auswirkung.

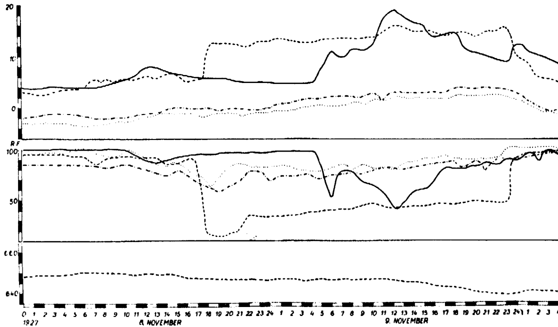


Abb. 25. Föhn am Berghang[1]).

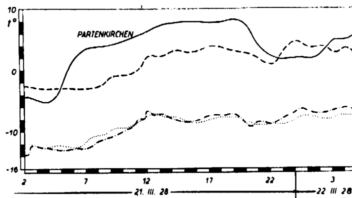


Abb. 26. Föhn in Partenkirchen.

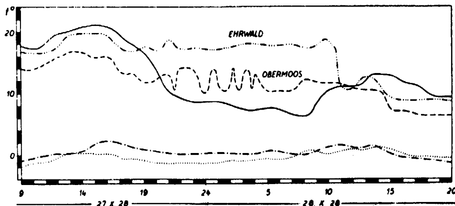


Abb. 27. Grenzschicht des Föhns in Obermoos[1]).

Am 27./28. Oktober 1928 (Abb. 27) herrschte in Ehrwald (995 m) heftiger Föhn, Partenkirchen (717 m) (ausgezogene Kurve) blieb von dieser Strömung unberührt; die unmittelbar oberhalb Ehrwald

[1]) Zeichenerklärung vgl. S. 84.

gelegene Station Obermoos lag gerade in der Grenzfläche des Fallwindes, der hier, besonders in der Nacht vom 27. auf den 28. beträchtliche kurzdauernde Temperaturschwankungen hervorrief.

Manchmal liegt die Föhnströmung überhaupt außerhalb der Bergatmosphäre und nur kurzdauernde kräftige Föhndurchbrüche (Abb. 28)

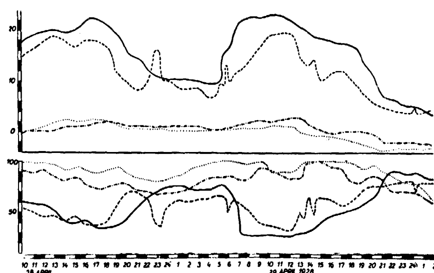


Abb. 28. Einzelne Föhndurchbrüche in Obermoos[1]).

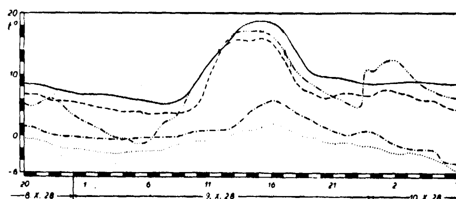


Abb. 29. Ausstrahlungsschutz durch Wolken am Berghang[1]).

geben Aufschluß über die Ausmaße der hier herrschenden Temperaturunterschiede.

Nicht weniger interessant sind auch die übrigen kurzdauernden Temperaturschwankungen, die oft auf unbedeutende Ursachen zurückzuführen sind. So zeigt z. B. die Abb. 29 in der Nacht vom 8. auf den 9. Oktober in Ehrwald (—···—) bedeutende Abkühlung am Fuße des Bergmassivs durch die Ausstrahlung; in der darauffolgenden Nacht ist ebenfalls der Ansatz zur Abkühlung vorhanden, diese wurde aber durch Auftreten von Wolkenpartien unterbunden, so daß es zur Ausbildung eines beträchtlichen sekundären Maximums kam.

[1]) Zeichenerklärung vgl. S. 84.

Eine ähnliche Wirkung übt natürlich auch die höhere Bewölkung aus (Abb. 30).

Die Abb. 31 bringt ein Beispiel für die verhältnismäßig hohen Temperaturen in der Höhe im Vergleich zu den durch die Ausstrahlung

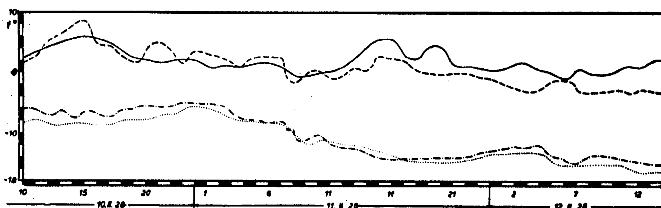


Abb. 30. Temperaturunruhe infolge Bewölkungsschwankungen[1]).

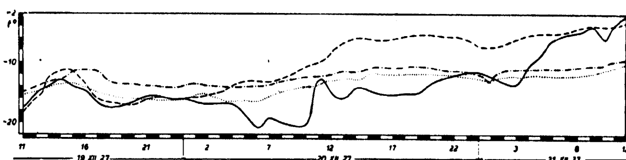


Abb. 31. „Auflecken" der Kaltluft[1]).

bedingten Werten im Tal (Talstation Partenkirchen — ausgezogene Linie — hat tagelang die tiefste Temperatur). Gleichzeitig ist es auch ein Beispiel für das langsame „Auflecken" der Kaltluft; erst gegen Mittag des 21. Dezember ist eine normale Temperaturabnahme mit der Höhe wieder hergestellt.

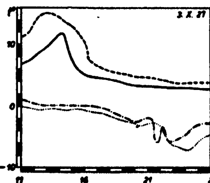


Abb. 32. Kaltluft-Brandungserscheinungen am Wettersteinkamm[1]).

An der Grenze zwischen der Warm- und der Kaltluft entstehen häufig Wellenbewegungen; ein Beispiel für derartige Brandungserscheinungen bringt die Abb. 32 (strichpunktierte Kurve für die Station in 2805 m).

Ähnlich wie bei der Temperatur liegen die Verhältnisse auch bei der Feuchtigkeit. Einige Beispiele dafür haben wir bereits in den Abb. 25 und 28 kennengelernt.

[1]) Zeichenerklärung vgl. S. 84.

Wie verschieden der Wassergehalt annähernd gleichtemperierter aufeinanderfolgender Kleinluftkörper sein kann zeigen die Registrierungen der Abb. 33[1]).

Große Feuchtigkeitsunterschiede treten natürlich auch bei Hochnebeldecken auf (Abb. 34).

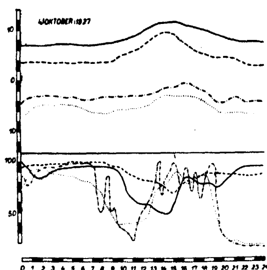


Abb. 33. Feuchtigkeitsunruhe beim Durchzug von Wolkenbänken[1]).

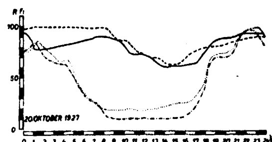


Abb. 34. Feuchtigkeitsverlauf oberhalb und unterhalb einer Hochnebeldecke.

Aufschlußreich war auch die Untersuchung der Windverhältnisse längs der Zugspitzbahn, worüber hier an Hand einiger Beispiele berichtet werden soll:

In den Abb. 35 und 36 ist die Häufigkeit der einzelnen Windrichtungen (in %) am Fuß des Bergmassivs dargestellt (1 mm der Abb. = 4%) und zwar für den Fall, daß auf der Zugspitze Südost herrscht. Dem prozentualen Anteil der Windstillen entspricht der Halbmesser des der Windrose umschriebenen Kreises. Die Resultierende der einzelnen Windkomponenten ist durch einen Doppelstrich hervorgehoben.

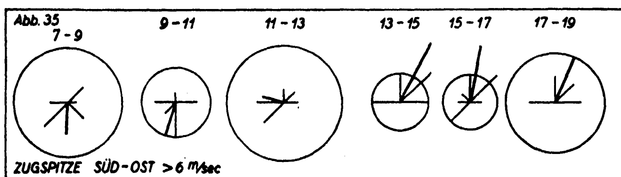


Abb. 35. Häufigkeit in % der Windrichtungen in Obermoos bei Südostwind über 6 m/sec auf der Zugspitze.

[1]) Zeichenerklärung vgl. S. 84.

Bei starkem Südostwind auf der Zugspitze (Abb. 35) liegt die Resultierende der Winde in Obermoos am Vormittag im SW-, mittags im W-, nachmittags im NW-Quadranten, so daß im Laufe des Tages eine fast volle Umdrehung im Uhrzeigersinne ausgeführt wird. Die Kalmen sind, im Vergleich zu den anderen Richtungen, verhältnismäßig selten.

Bei schwachen Südostwinden auf der Zugspitze kommen die Lokalwinde noch besser zur Geltung. Die Resultiernde der einzelnen Windrichtungen in Obermoos führt ebenfalls im Laufe des Tages eine fast volle Drehung im Sinne des Uhrzeigers aus, wobei in den Nachmittagsstunden die Nordwestkomponente besonders stark vorherrscht. Die Anzahl der Windstillen nimmt am Nachmittage bedeutend ab.

Die Strömungsverhältnisse am Wettersteinmassiv bei Südost auf der Zugspitze veranschaulicht die Abb. 37.

Es herrscht in den Vormittagsstunden eine örtliche Strömung von der Zugspitze zum Tiefland, die im vorliegenden Falle das Herumholen des SE-Gradientwindes um das Zugspitzmassiv begünstigt. Am Nachmittag, mit der fortschreitenden Erwärmung des Berghanges, tritt der Lokalwind von den Tälern zum Berg auf, stellt sich dem Gradientwind entgegen und veranlaßt seine tieferliegenden Schichten den Wetterstein zu übersteigen.

Der auf der NW-Seite des Bergmassivs auftretende Leewirbel müßte dann als Nordwestwind auftreten, wird aber von den Lokalwinden nochmals abgelenkt.

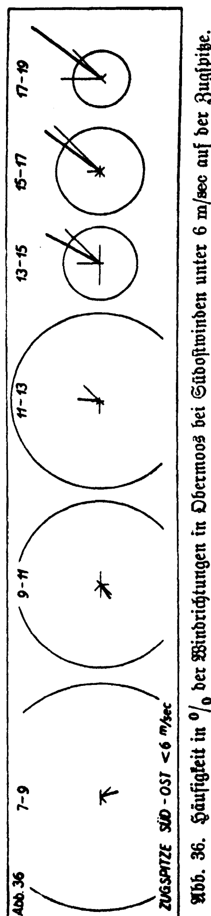


Abb. 36. Häufigkeit in $^0/_0$ der Windrichtungen in Obermoos bei Südostwinden unter 6 m/sec auf der Zugspitze.

Aus dem Vergleich zwischen den Windrichtungen auf der Zugspitze mit denen in Obermoos lassen sich folgende Schlüsse ziehen:

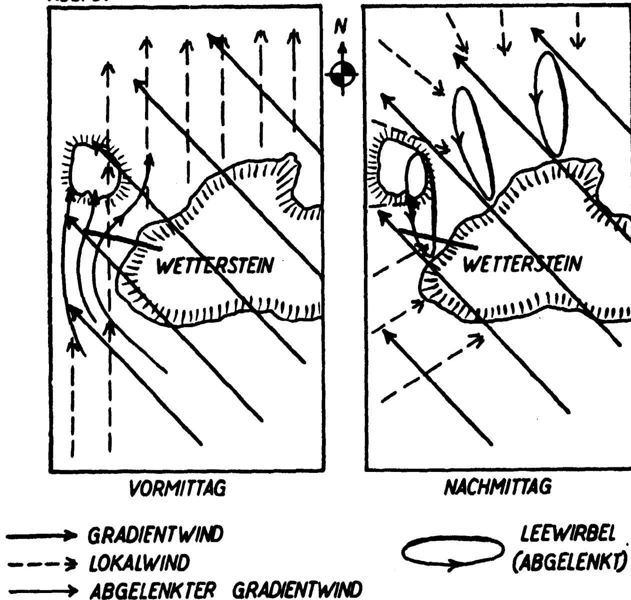


Abb. 37. Schematische Stromlinien am Wettersteinmassiv bei Südostwind auf der Zugspitze.

1. Unabhängig von der Richtung und Stärke des Windes auf der Zugspitze erfolgt im Laufe des Tages eine Drehung des Windes im Uhrzeigersinne.
2. Es ist eine deutliche Strömung vormittags vom Alpenrand ins Tiefland, nachmittags vom Tiefland zum Hang festzustellen.
3. Dazu tritt noch eine Nebenströmung im gleichen Sinn von Berg zum Ehrwalder Talkessel.
4. Der Leewirbel macht sich bei Gradientwinden zwischen Südost und Südwest bemerkbar, er wird vom Lokalwind aus seiner normalen Lage abgelenkt.
5. Aus Expositionsgründen ist der Wechsel zwischen dem „Tagwind" und „Nachtwind" (vgl. Punkt 2) auf die späten Vormittagsstunden verschoben.

Zu den wichtigsten Ergebnissen der Zugspitzbahn-Versuche zählt die Feststellung der Temperatur- und Feuchtigkeitsunterschiede zwischen der Bergatmosphäre und den einzelnen Punkten der freien Atmosphäre in gleicher Meereshöhe. Die Temperatur- und Feuchtigkeitsunterschiede Berggipfel—freie Atmosphäre sind von Schmauß, Ficker, Kleinschmidt, W. Peppler u. anderen eingehend erörtert, neu ist dagegen die durch die Zugspitzbahn geschaffene Möglichkeit, diesen Vergleich auch auf den Berghang auszudehnen.

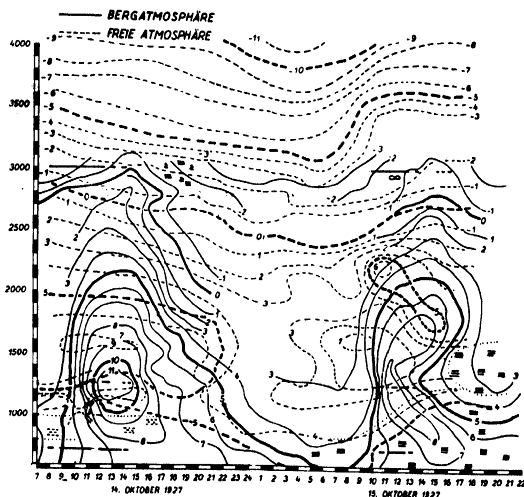


Abb. 38. Linien gleicher Temperatur am Berghang und in der freien Atmosphäre.

Die Serien-Registrierballonaufstiege vom 14./15. Oktober 1927 gestatten die isoplethäre Temperaturdarstellung für die freie Atmosphäre. In der Abb. 38 sind nun diese Kurven mit den durch gleichzeitige Zugspitzbahnaufstiege ermittelten Verhältnissen am Berghang verglichen.

Abgesehen von örtlichen Störungen durch Wolkenpartien ist für die freie Atmosphäre an diesen Tagen ein mehr oder weniger waagrechter Verlauf der Isothermen charakteristisch; für die Bergatmosphäre dagegen (ausgezogene Linien der Abb. 38) sind die bereits besprochenen Isothermendome (vgl. S. 85) typisch.

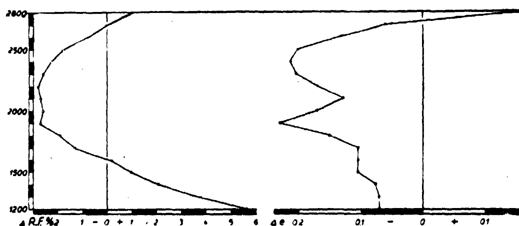


Abb. 39. Feuchtigkeitsunterschiede; Bergatmosphäre — freie Atmosphäre[1]).

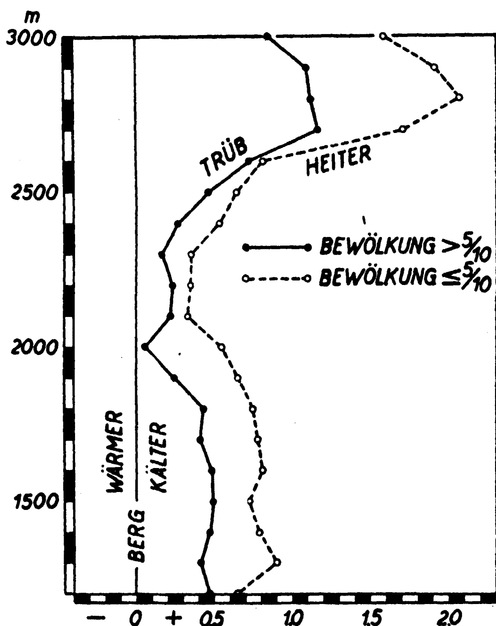


Abb. 40. Einfluß der Bewölkung auf die Temperaturunterschiedefreie Atmosphäre — Bergatmosphäre.

---

[1]) RF = relative Feuchtigkeit, e = Dampfdruck.

Der normalen Abnahme der Temperatur mit der Höhe entspricht in der freien Atmosphäre auch die Abnahme der relativen Feuchtigkeit und des Dampfdruckes; in der Bergatmosphäre herrschen dagegen ganz andere Verteilungsgegensätze. Bis zu einer Meereshöhe von 1600 m ist die RF am Berg höher als über München, wohl der Einfluß des Talbodens. Bis 1900 m nimmt △RF ständig ab; zwischen 1600 und 2700 m ist der Berg „trockener" als die freie Atmosphäre. Zwischen 1900 m und 2200 m, der Zone der unteren Wolken über München, ist naturgemäß der Berg im Vergleich zu der freien Atmosphäre besonders trocken; dagegen nimmt, entsprechend dem gehobenen Wolkenniveau am Hang, die RF ab 2200 m am Berg stetig zu, so daß die Strecke 2700 bis 2800 m hier bereits feuchter ist als über München. Der Dampfdruck (e) ist bis auf den obersten Abschnitt am Berg stets geringer als in der freien Atmosphäre. Die Kurve verläuft nicht so stetig wie die der RF; um 2000 m herum, dem Gebiet der häufigsten Inversionen, treten auch im Mittel starke Dampfdruckschwankungen auf.

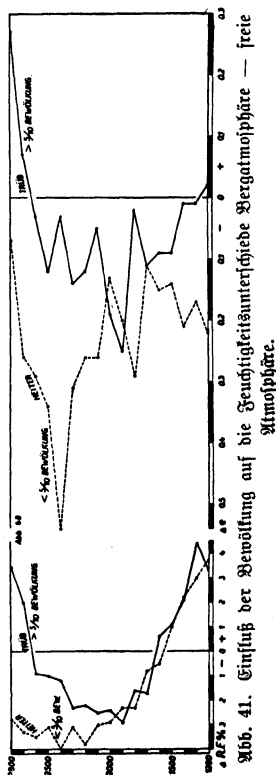


Abb. 41. Einfluß der Bewölkung auf die Feuchtigkeitsunterschiede Bergatmosphäre — freie Atmosphäre.

Den Einfluß der Bewölkung auf die Temperatur- und Feuchtigkeitsunterschiede veranschaulichen die Abb. 33 und 34. An trüben Tagen verringert sich in allen Höhen die Temperaturdifferenz freie Atmosphäre minus Berg. Der Dampfdruckunterschied wechselt außerordentlich stark mit der Meereshöhe; ein neuer Beweis für die Verschiedenartigkeit der am Hang lagernden Kleinluftkörper. Der starke Sprung der e-Kurve an heiteren Tagen entspricht dem größten Bodenabstand der Bahn.

Die Hauptursache der Änderung der Temperatur- und Feuchtigkeitsunterschiede mit dem Bewölkungsgrad liegt in den Ein- und Ausstrahlungsverhältnissen, bei den Betrachtungen des Einflusses der Windstärke spielen dagegen die Strömungsverhältnisse die ausschlaggebende Rolle. Das Hauptergebnis dieser Gegenüber-

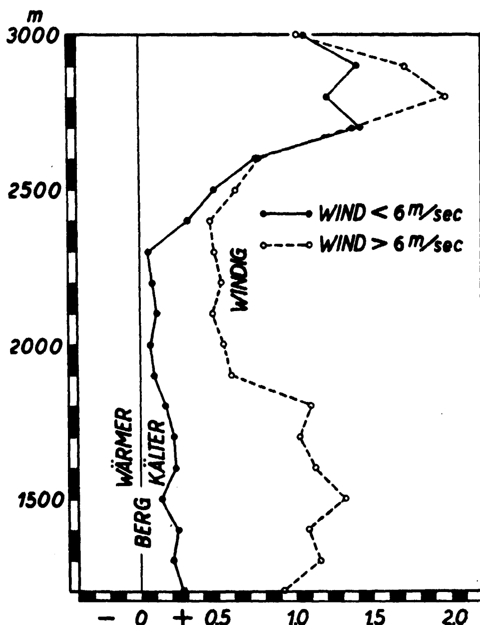


Abb. 42. Einfluß der Windstärke auf die Temperaturunterschiede freie Atmosphäre — Berg.

stellung ist die eigenartige Tatsache, daß der stärkere Wind nicht etwa die selbständige Bergatmosphäre zerstört, sondern im Gegenteil den Temperaturunterschied erhöht. Am geringsten ist der Windeinfluß in 2600 m, dem Abschnitt des größgen Bahnabstandes vom Bergmassiv. Bei starkem Wind ist der Berg bedeutend trockener (!) als die freie Atmosphäre.

Der Einfluß der Windrichtung auf die Temperatur- und Feuchtigkeitsunterschiede ist ebenfalls ein reines Strömungsproblem.

Die Art und das Ausmaß dieser Abweichungen ist in erster Linie von den vertikalen Windkomponenten abhängig; jede größere Unstetigkeit in den Kurven der Abb. 44, 45a und 45b läßt sich durch die Geländeform erklären. Die Gestalt der RF-Kurve der Abb. 45a ist auch mehr oder weniger vom Luftkörper abhängig. Bei Nordwind ist die Zone um 2000 m am Berg am trockensten, die Feuchtigkeitsdifferenz ändert sich innerhalb der unteren 700 m um über

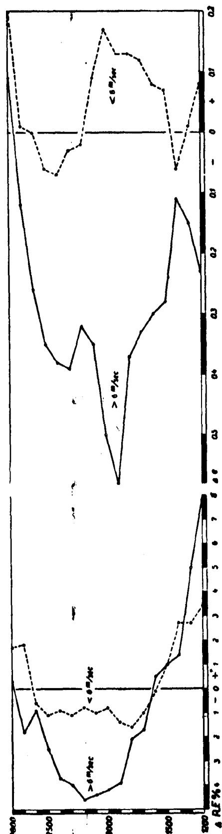


Abb. 43. Einfluß der Windstärke auf die Feuchtigkeitsunterschiede Berg — freie Atmosphäre.

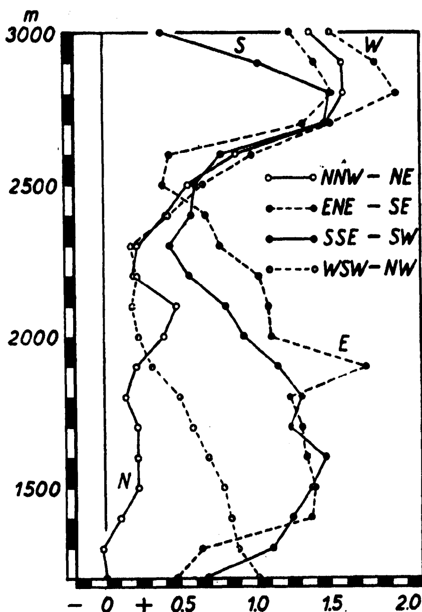
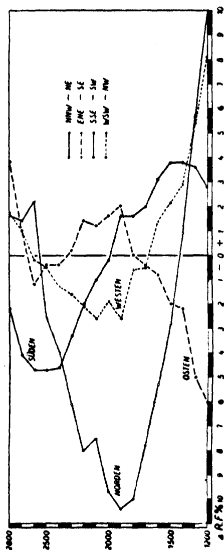


Abb. 44. Temperaturunterschiede freie Atmosphäre — Berg als Funktion der Windrichtung.

20%. Wie bei den Temperaturunterschieden (Abb. 44) weicht auch Feuchtigkeitskurve bei Ostwind von dem Normalverlauf wesent-



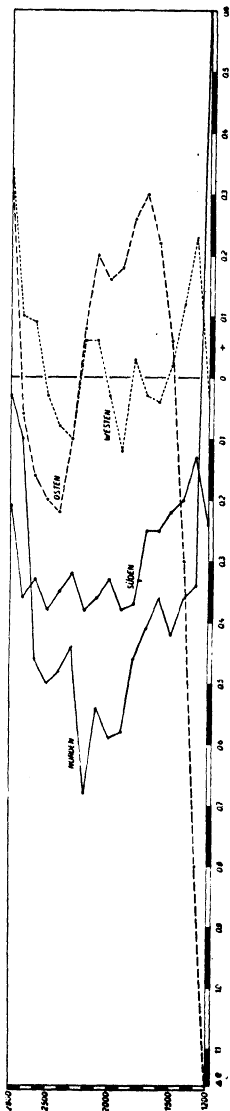


Abb. 45a und 45b. Feuchtigkeitsunterschiede Berg — freie Atmosphäre als Funktion der Windrichtung.

lich ab; hier ist die sonst besonders trockene Zone um 2000 m am Berg feuchter als über München. Bei Südwind ist es im Mittel

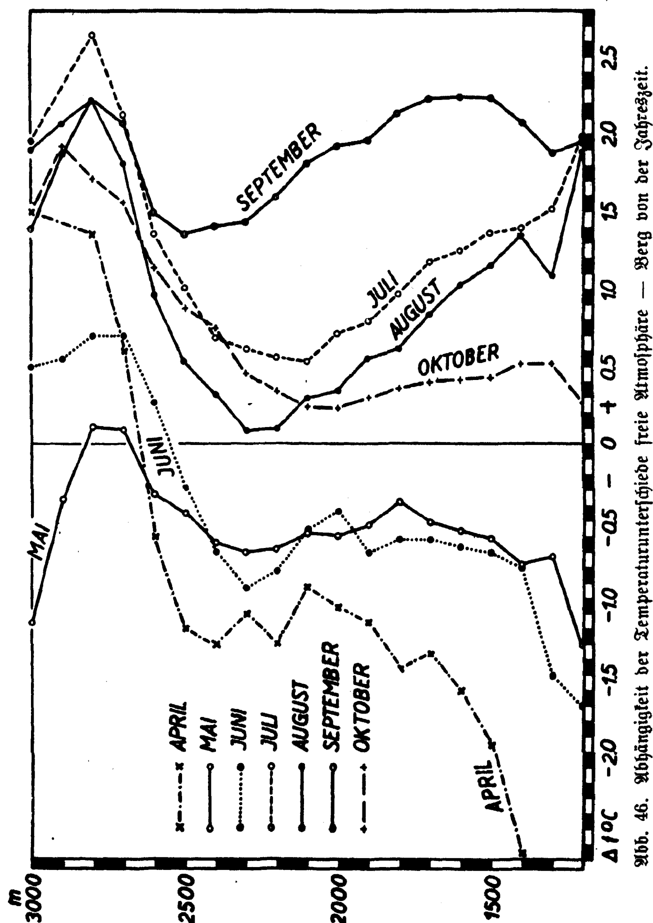


Abb. 46. Abhängigkeit der Temperaturunterschiede freie Atmosphäre — Berg von der Jahreszeit.

am Berg oben trocken, unten feucht, da die oberen Schichten am Hang und die freie Atmosphäre häufiger vom Föhn erfaßt werden die Täler unmittelbar am Fuße des Bergmassivs. Obwohl



Abb. 47. Abhängigkeit der Feuchtigkeitsunterschiede Berg — freie Atmosphäre von der Jahreszeit.

die Temperaturdifferenzen bei Süd und Ost, besonders in ihrem unteren Teile, fast zusammenfallen (Abb. 44), zeigt die Verteilung der Feuchtigkeit gegensätzliche Verhältnisse. Der maritime Luftkörper bei Westwind verschiebt die △ RF-Kurve etwas zugunsten der feuchteren Bergatmosphäre, vermag aber, im Gegensatz zum Ost, die Trockenzone in 2000 m nicht aufzuheben, wohl ebenfalls eine Folge der im Gebirge gegenüber dem Flachlande anders gelegenen Wolkenhöhe. Die Kurven der Dampfdruckdifferenzen (Abb. 45b) sind im Sinne der zunehmenden Feuchtigkeit am Berg in der Reihenfolge Nord, Süd, West verschoben. Die Südkurve entspricht in keiner Weise dem zugehörigen Verlauf der △ RF, ein Zeichen, daß die RF hier in erster Linie durch die Temperaturverteilung bestimmt wird. Vollständig aus dem Rahmen fällt der untere und der mittlere Verlauf der Ostkurve; bei dieser Windrichtung scheint die RF vorwiegend durch den Wasserdampfgehalt bestimmt zu werden.

Die Bergatmosphäre ist bis zu einer Höhe von 2600 m im April, Mai und Juni *wärmer* als die freie Atmosphäre. Die Gestalt der Kurven der Temperaturunterschiede bleibt aber für alle Monate angenähert die gleiche.

Die △ RF-Kurve für das Frühjahr fällt, ähnlich wie auch bei der Temperatur, ganz aus dem durch das allgemeine Mittel (Abb. 39) gegebenen Rahmen heraus. Die Ursache ist in dem Feuchtigkeitsgegensatz zwischen dem schneebedeckten Gipfel und dem freien Tal zu

suchen. Im Herbst herrschen bei der gleichen Temperaturverteilung im Bodenzustand ausgeglichenere Verhältnisse. Am Fuß ist der Berg im Frühjahr bedeutend „trockener“, ab 2400 m „feuchter“ als die freie Atmosphäre. Die Sommerkurve ist außerordentlich gesetzmäßig; ab 1600 m ist der Berg trockener, in 1200 m (Talnähe) besonders feucht. Die Umkehr der Δ RF erfolgt in 2200 m entsprechend der Lage der Cu-Grundfläche bei sommerlichen Wolkenhauben am Gipfel, die auch die Zunahme der Feuchtigkeit am oberen Teil des Berges verursachen. Im Herbst macht der Stratus im Tiefland zwischen 1500 m und 2200 m die freie Atmosphäre feuchter als die Luftsäule am Berg, dagegen ist die erhöhte Feuchtigkeit unmittelbar unterhalb des Gipfels den dort sich bildenden Haufenwolken zuzuschreiben. Die Dampfdruckkurven der drei Jahreszeiten bestätigen das für die RF Gesagte.

Zusammenfassend kann gesagt werden: der Berghang ist kälter und trockener als die freie Atmosphäre.

Das Wesen der Bergatmosphäre als ein Auf- und Nebeneinander von Kleinluftkörpern ist bereits eingangs charakterisiert worden, die einer Fülle von Material entnommenen und hier angeführten Beispiele mögen die Vorstellung vom meteorologischen Eigenleben der bergnahen Lufthaut vertiefen.

Einfluß von Wärmeschichtung auf die Eigenschaften einer turbulenten Strömung

Von Prof. Dr. L. Prandtl und Dr. H. Reichardt, Göttingen.

I.

Wie bereits in dem ersten Heft über die Arbeiten des Ausschusses für atmosphärische Strömungsforschung berichtet worden ist[1]), ist im Kaiser Wilhelm-Institut für Strömungsforschung zu Göttingen auf Anregung von Prof. Wilh. Schmidt, Wien, der Versuch gemacht worden, den Einfluß einer Wärmeschichtung auf das Verhalten turbulenter Strömungen im Laboratorium zu bestimmen. Die Kosten der recht umfangreichen Versuchseinrichtung sind von der Deutschen Forschungsgemeinschaft übernommen worden, wofür wir ihr unseren Dank aussprechen möchten.

Die Einrichtung besteht aus einem rechteckigen Kanal von 1 m Breite und 0,25 m Höhe, dessen obere und untere Wand mit Dampf geheizt oder mit Wasser gekühlt werden können, so daß die hindurchstreichende Luft starke Temperaturschichtung annimmt.

Es ist zunächst eine Strecke von 8 m Länge errichtet worden. Die Vorversuche zeigten aber, daß in dem Fall, wo die Temperatur nach oben hin zunimmt (stabiler Fall), der Wärmeübergang so stark vermindert ist, daß man eine viel längere Strecke (rd. 30 m) nötig hätte, um ein vollausgebildetes Geschwindigkeits- und Temperaturfeld zu erreichen. Die Räumlichkeiten im Kaiser Wilhelm-Institut erlaubten aber nur eine Verlängerung auf 16 m, die auch ausgeführt worden ist. Der Mangel, daß das Geschwindigkeits- und Temperaturprofil hier noch nicht ausgebildet ist, sondern sich in der Strömungsrichtung noch dauernd ändert, verhindert nicht die Gewinnung von Resultaten, macht aber die Bearbeitung wesentlich mühsamer. Eine Verringerung der Kanalhöhe würde zwar die Erreichung eines ausgebildeten Profils erleichtern, aber die Energie der thermischen Auftriebs-

[1]) L. Prandtl, Deutsche Forschung Heft 14 S. 14.

kräfte, die bei 25 cm Höhe schon sehr klein ist, noch weiter verringern, so daß es zweifelhaft ist, ob hier überhaupt noch ein beobachtbarer Effekt übrigbleiben würde.

Eine ausgeprägte Wechselwirkung zwischen den Strömungskräften und den durch die Schichtung hervorgerufenen Kräften ist dann zu erwarten, wenn die Arbeitsleistung der Gewichtsunterschiede der geschichteten Luft bei einer turbulenten Bewegung vergleichbar ist mit der kinetischen Energie der turbulenten Nebenbewegung. Diese Arbeitsleistung ist bei unseren Versuchen wie erwähnt trotz der großen Temperaturdifferenz von 90° C recht klein. Hieraus folgt, daß die erwarteten Erscheinungen bei recht geringen Luftgeschwindigkeiten von 1 bis 2 m/s auftreten, bei denen die üblichen Meßmethoden sämtlich versagen. Die Ausarbeitung von geeigneten Meßmethoden und die Ausbildung der zugehörigen Geräte hat uns leider wesentlich mehr Zeit gekostet, als wir erwartet haben und es konnten deshalb die Hauptversuche noch nicht durchgeführt werden. Doch ist eine brauchbare Einrichtung für Geschwindigkeits- und Temperaturmessung ausgearbeitet, die auch zu Schwankungsmessungen geeignet ist. An der Messung der sehr kleinen Druckunterschiede, die eine Empfindlichkeit von mindestens 10^{-4} mm W.-S. erfordern, wird noch gearbeitet, doch hoffen wir mit einem neuen Torsionsfadengerät, das zur Zeit im Bau ist, in Kürze unser Ziel zu erreichen.

Für die Geschwindigkeitsmessung kommt in dem angegebenen Bereich vorwiegend die Hitzdrahtmethode in Frage. Es zeigt sich jedoch, daß wegen der ungleichen und noch dazu schwankenden Temperatur der Luft alle bekannten Schaltungen hier versagen. Schließlich gelang es, ein Hitzdrahtanemometer zu entwickeln, dessen Anzeige von der Windtemperatur näherungsweise unabhängig ist[1]). Die Sonde besteht aus zwei etwa gleichlangen Hitzdrähten aus gleichem Material, aber von verschiedenem Durchmesser, die nebeneinander ausgespannt sind. In einer Brückenschaltung wird das Widerstandsverhältnis der beiden Hitzdrähte zur Anzeige gebracht. Reguliert man den durch die Hitzdrähte fließenden Strom jeweils so ein, daß das Widerstandsverhältnis konstant bleibt, so ist dieser Strom, näherungsweise unabhängig von der Lufttemperatur, ein Maß für die Windstärke. Der eine der beiden Hitzdrähte kann als Widerstands-

[1]) Auf das von H. Albrecht angegebene Anemometer mit zwei Hitzdrähten (Meteorologische Zeitschrift 1930, S. 465) wird anläßlich einer an anderer Stelle erfolgenden ausführlichen Beschreibung der Versuchseinrichtung eingegangen werden.

thermometer geschaltet werden. Mit ein und derselben Sonde kann man daher kurz hintereinander die mittlere Geschwindigkeit und die mittlere Temperatur an einem bestimmten Ort messen.

II.

Mit dieser Einrichtung haben sich schon allerhand nicht unwichtige Aufschlüsse gewinnen lassen.

Während die Reynoldssche kritische Geschwindigkeit im kalten Kanal etwa 20 cm/s beträgt, zeigten bei Heizung der oberen Platte (stabile Wärmeschichtung) die Messungen mit der „Zweidrahtsonde“, daß unterhalb einer Geschwindigkeit von 1 m/s in der Kanalmitte die Strömung am Auslauf des Kanales über den ganzen Vertikalschnitt laminar ist. Der Temperaturabfall ist, da die Eintrittstemperatur der Luft trotz Vorwärmung näher an derjenigen der unteren Platte liegt, im wesentlichen in der Nähe der oberen Platte konzentriert, und das Geschwindigkeitsprofil ist daher auch unsymmetrisch. Bei Steigerung der Ventilatordrehzahl tritt zunächst in der unteren Hälfte, wo die Wärmeschichtung schwächer ist, Turbulenz ein. Bei weiterer Steigerung der Drehzahl wird ein Stadium erreicht, in dem die Turbulenz von Zeit zu Zeit auch von der oberen Hälfte Besitz nimmt. Die Amplituden und die Frequenzen der Schwankungen (siehe unten) wachsen dann plötzlich um ein Vielfaches. Versuche mit zwei Zweidrahtsonden, die in verschiedener Höhe angebracht waren, zeigen, daß der Einsatz der Turbulenz durch eine plötzlich auftretende stärkere Störung verursacht wird, die aus dem unteren, vollturbulenten Gebiet in die oberen stabileren Schichten dringt. Diesem Zustand entspricht eine Geschwindigkeit in der Kanalmitte von 170 cm/s.

Die Geschwindigkeits- und Temperaturverteilung für einen Zwischenzustand (134 cm/s Mittengeschwindigkeit), in dem also das vollturbulente Gebiet nur den unteren Teil des Profils umfaßt, ist in Abb. 1 wiedergegeben. Die Geschwindigkeitsverteilung, die sich bei der gleichen Ventilatordrehzahl in dem ungeheizten Kanal ausbildet (Mittengeschwindigkeit 114 cm/s), ist in Abb. 1 ebenfalls angegeben.

III.

Ein besonderes Interesse wurde den turbulenten Schwankungen zugewendet, die sich mit der Zweidrahtsonde gut verfolgen lassen. Werden Schwankungen des Heizstromes vermieden (durch einen hohen

Ballastwiderstand in der Zuleitung zur Brückenverzweigung), so ist die Wechselspannung in der Brücke genähert proportional den Windschwankungen, falls diese Schwankungen klein sind. Unabhängigkeit von der Windtemperatur ist vorhanden, wenn die Temperaturschwan-

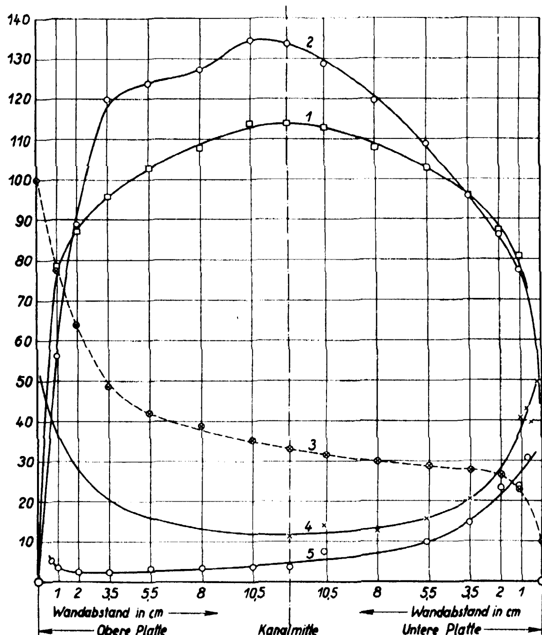


Abb. 1. Kurve 1: Geschwindigkeitsverteilung bei konstanter Temperatur (Zahlen bedeuten cm/s). — Kurve 2: Geschwindigkeitsverteilung bei stabiler Wärmeschichtung. — Kurve 3: Temperaturverteilung bei stabiler Wärmeschichtung (Zahlen bedeuten Grad C). — Kurve 4: $U'/\bar{u}$ = Mittlere Amplitude der Geschwindigkeitsschwankungen U' bezogen auf die örtliche Strömungsgeschwindigkeit $\bar{u}$. (Die Zahlen bedeuten die Prozente). Die Temperatur über dem Querschnitt ist konstant. — Kurve 5: $U'/\bar{u}$ bei stabiler Wärmeschichtung

kungen klein sind. Beide Hitzdrähte müssen klein sein, damit sie in ein „Turbulenzelement" hineinpassen. Es wurden deshalb Hitzdrähte von 1 mm Länge verwendet.

Die durch Windschwankungen erzeugten Spannungsschwankungen der Brücke eines Hitzdrahtanemometers sind sehr klein (besonders

lichen Schwankungsamplituden und auf die zeitliche Verteilung des laminaren und turbulenten Zustandes ankam, und dadurch natürlich sehr an Film gespart werden konnte. Eine weitere Möglichkeit zur Feststellung der Schwankungsamplituden ist die im nächsten Abschnitt beschriebene Art von Aufnahmen (Abb. 3). Da diese am raschesten arbeitet, wurde sie vorläufig allein weiter benützt. Wir beabsichtigen allerdings in der Folgezeit mehr auf die erwähnten Registrierungen zurückzukommen, da diese durch Festhaltung des zeitlichen Verlaufs natürlich wesentlich aufschlußreicher sind als einfache Zeitaufnahmen.

Die in großer Zahl angefertigten Zeitaufnahmen setzten uns nun in Stand, die mittlere Größe der Geschwindigkeitsschwankungen an den einzelnen Stellen des Profiles näher zu studieren. In Abb. 1 sind für die beiden verglichenen Betriebszustände die Mittelwerte der Schwankungsamplituden der Strömungsgeschwindigkeit mit angegeben und zwar in Prozenten der mittleren Strömungsgeschwindigkeit am gleichen Ort. Die Verringerung der Schwankungsamplituden durch die Wärmeschichtung ist deutlich erkennbar. In der oberen Kanalhälfte, in welcher der hauptsächlichste Temperaturanstieg erfolgt, sind die prozentualen Amplituden annähernd konstant (etwa 3%). Das Oszillogramm zeigt, daß die Schwankungen von höherer Frequenz stärker geschwächt werden als diejenigen von niederer Frequenz. In der Nähe der oberen Platte bleiben nur noch ganz langsame Schwankungen von etwa 1 Hertz und darunter bestehen; die Strömung ist annähernd laminar und wird offenbar nur durch das benachbarte Turbulenzgebiet beunruhigt. Der Übergang von der vollturbulenten zur annähernd laminaren Strömung erfolgt dabei ganz allmählich.

Eine Verfolgung der Richtungsschwankungen der Strömung in ähnlicher Weise wie hier die Größenschwankungen untersucht worden sind, ist in Aussicht genommen. Eine hierfür geeignete Sondenvorrichtung ist bereits vorhanden.

IV.

Von erheblichem Interesse ist die Korrelation der Geschwindigkeitsschwankungen an zwei benachbarten Stellen.

Zwei Sonden, deren Hitzdrähte dicht übereinander in einem [Ka]nalquerschnitt ausgespannt sind, zeigen praktisch die gleiche Ge-

lichen Schwankungsamplituden und auf die zeitliche Verteilung des laminaren und turbulenten Zustandes ankam, und dadurch natürlich sehr an Film gespart werden konnte. Eine weitere Möglichkeit zur Feststellung der Schwankungsamplituden ist die im nächsten Abschnitt beschriebene Art von Aufnahmen (Abb. 3). Da diese am rascheften arbeitet, wurde sie vorläufig allein weiter benützt. Wir beabsichtigen allerdings in der Folgezeit mehr auf die erwähnten Registrierungen zurückzukommen, da diese durch Festhaltung des zeitlichen Verlaufs natürlich wesentlich aufschlußreicher sind als einfache Zeitaufnahmen.

Die in großer Zahl angefertigten Zeitaufnahmen setzten uns nun in Stand, die mittlere Größe der Geschwindigkeitsschwankungen an den einzelnen Stellen des Profiles näher zu studieren. In Abb. 1 sind für die beiden verglichenen Betriebszustände die Mittelwerte der Schwankungsamplituden der Strömungsgeschwindigkeit mit angegeben und zwar in Prozenten der mittleren Strömungsgeschwindigkeit am gleichen Ort. Die Verringerung der Schwankungsamplituden durch die Wärmeschichtung ist deutlich erkennbar. In der oberen Kanalhälfte, in welcher der hauptsächlichste Temperaturanstieg erfolgt, sind die prozentualen Amplituden annähernd konstant (etwa 3%). Das Oszillogramm zeigt, daß die Schwankungen von höherer Frequenz stärker geschwächt werden als diejenigen von niederer Frequenz. In der Nähe der oberen Platte bleiben nur noch ganz langsame Schwankungen von etwa 1 Hertz und darunter bestehen; die Strömung ist annähernd laminar und wird offenbar nur durch das benachbarte Turbulenzgebiet beunruhigt. Der Übergang von der vollturbulenten zur annähernd laminaren Strömung erfolgt dabei ganz allmählich.

Eine Verfolgung der Richtungsschwankungen der Strömung in ähnlicher Weise wie hier die Größenschwankungen untersucht worden sind, ist in Aussicht genommen. Eine hierfür geeignete Sondenvorrichtung ist bereits vorhanden.

IV.

Von erheblichem Interesse ist die Korrelation der Geschwindigkeitsschwankungen an zwei benachbarten Stellen.

Zwei Sonden, deren Hitzdrähte dicht übereinander in einem [Kan]alquerschnitt ausgespannt sind, zeigen praktisch die gleiche Ge-

schwindigkeitsschwankung u′ an. Werden die Wechselspannungen der beiden Sonden (nach entsprechender Verstärkung) mit den beiden Ablenkungsplattenpaaren des Kathodenstrahloszillographen verbunden, so beschreibt der Leuchtfleck des Oszillographen in dem vorliegenden Fall ein schräg liegendes Geradenstück. Werden nun die Hitzdrähte der beiden Sonden etwas voneinander entfernt, so herrschen an den beiden Drähten nicht mehr genau die gleichen Geschwindigkeiten und der Leuchtfleck bewegt sich innerhalb einer schmalen elliptischen Figur. Je weiter die Hitzdrähte voneinander entfernt werden, um so breiter wird die Figur. Die Bewegung des Leuchtfleckes ist natürlich unregelmäßig, im Mittel wird aber doch eine „Ellipsenfläche" bestrichen, welche sich bei längerer Belichtungszeit auf der photographischen Platte abbilden läßt. Das Achsenverhältnis

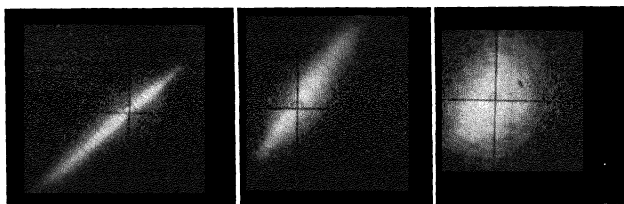


Abb. 3. Korrelationsaufnahmen: Korrelationskoeffizient links nahezu 1; rechts nahezu 0.

der elliptischen Figur ist ein Maß für den Zusammenhang, der im Mittel zwischen den Geschwindigkeitsschwankungen an zwei verschiedenen Orten besteht. Abb. 3 zeigt 3 Typen von solchen Figuren.

Im allgemeinen wird der Zusammenhang zwischen zwei Schwankungsgrößen u_1' und u_2' durch den sog. Korrelationskoeffizienten

$$(1) \qquad \psi = \frac{\overline{u_1' \cdot u_2'}}{\sqrt{\overline{u_1'^2} \cdot \overline{u_2'^2}}}$$

definiert, wobei $\overline{u_1' \cdot u_2'}$ der zeitliche Mittelwert des Produktes und $\overline{u_1'^2}$ bzw. $\overline{u_2'^2}$ die quadratischen Mittelwerte der Schwankungsgrößen sind. Setzt man voraus, daß der Leuchtfleck des Oszillographen eine Ellipsenfläche im Mittel gleichmäßig belichtet, so er-

hält man für den nach Gl. (1) definierten Korrelationskoeffizienten näherungsweise

(2) $$\psi = \frac{(a/b)^2 - 1}{(a/b)^2 + 1},$$

wenn a/b das Achsenverhälnis der Ellipse bedeutet (a = lange Achse, b = kurze Achse). Die Helligkeit der bei den Schwankungsaufnahmen entstehenden Leuchtfiguren ist natürlich in der Mitte am größten und nimmt nach außen hin allmählich ab. Um zu einer näherungsweisen Berechnung des Korrelationskoeffizienten zu gelangen,

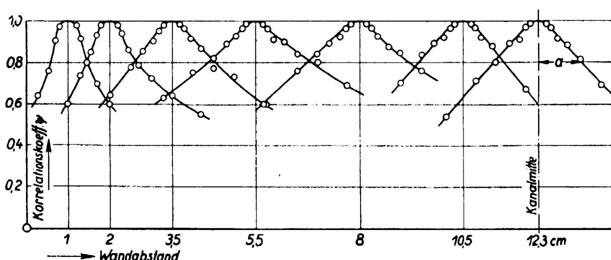


Abb. 4. Korrelationskoeffizient zwischen den Längsschwankungen in bestimmten Wandabständen y (= 1; = 2; = 3,5 usw.) und den Längsschwankungen in Abständen y ± a (wobei a der veränderliche Abstand der Hitzdrahtsonden bedeutet).

wurde irgendeine „Ellipse" herausgegriffen, deren Kurvenelemente Punkte gleicher mittlerer Helligkeit verbinden (auf der photographischen Platte sind dies Punkte gleicher Schwärzung) und der Wert für das Achsenverhältnis einer solchen Figur in Gl. (2) eingesetzt.

Die Korrelationsmessungen für die u'-Schwankungen in zwei benachbarten Punkten eines Kanaldurchmessers wurden in folgender Weise ausgeführt: Es wurde jeweils eine Zweidrahtsonde in einem bestimmten Wandabstand y festgehalten und eine andere Sonde in verschiedenen Abständen $\pm a_1$, $\pm a_2$ ... $\pm a_n$ von der festgehaltenen Sonde senkrecht über oder unter dieser angebracht. Für die einzelnen a-Werte ergaben sich dann verschiedene ψ-Werte, die sich alle auf den festgehaltenen y-Wert beziehen. Trägt man diese ψ-Werte über dem Kanaldurchmesser in den Punkten $y \pm a_n$ auf, so erhält man für die einzelnen y-Werte glockenförmige ψ-Kurven. Für die gleichtemperierte Strömung (mit $u_{max} = 1{,}14$ m/s) sind diese Kurven in Abb. 4 dar-

gestellt. Bei geschichteter Strömung erhält man wesentlich schmalere Glockenkurven, die a-Werte für gleiches ψ sind hier kleiner als bei der gleichtemperierten Strömung.

In Abb. 5 sind die mittleren a-Werte für $\psi = 0{,}8$ dargestellt. Die a-Kurve für die gleichtemperierte Strömung ist natürlich symmetrisch zur Kanalmitte. Bei Wärmeschichtung sind die Korrelationsmessungen in der oberen Kanalhälfte der geringen Amplituden wegen mit großen Fehlern behaftet. Die a-Kurve für die geschichtete Strömung wurde daher nur für die untere Kanalhälfte angegeben.

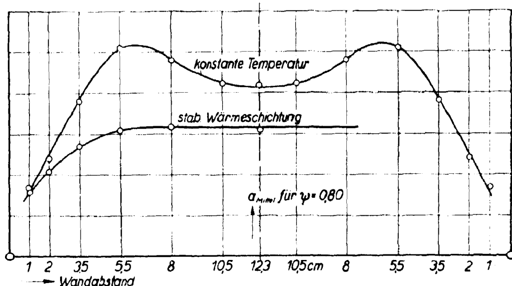


Abb. 5. Sondenabstand a für Korrelation $\psi = 0{,}80$.

Es muß nochmals darauf hingewiesen werden, daß die ψ- und a-Kurven aus einem Abschätzungsverfahren hervorgegangen sind, das nur ziemlich rohe Ergebnisse liefern kann. Die Tatsache, daß die Proportionalität zwischen Windschwankungen und Spannungsschwankungen wegen der Eigenschaften der Hitzdrähte nur mangelhaft ist, trägt fernerhin zur Verschlechterung der Ergebnisse bei (die Leuchtfiguren haben in Wandnähe eiförmige Gestalt). Eine zusätzliche Schaltung, welche die Proportionalität zwischen Wind- und Spannungsschwankungen auch für große Amplituden herstellt, ist in Vorbereitung. Ferner soll ein sehr träges, stark gedämpftes Wattmeter von hoher Empfindlichkeit gebaut werden, um die Produkte $i_1' \cdot i_2'$, $i_1'^2$ und $i_2'^2$ zweier Wechselströme i_1' und i_2' messen zu können. Werden diese Ströme von Windschwankungen ausgelöst und sind die Windschwankungen diesen Strömen proportional, so liefert das Wattmeter die zur direkten Berechnung des Korrelationskoeffizienten erforderlichen Werte (s. Gl. (1)).

V.

Nach Fertigstellung eines genügend empfindlichen Differenzmanometers werden die eingangs erwähnten Hauptversuche durchgeführt werden, aus denen dann auch Aussagen über die turbulente Scheinreibung bei den verschiedenen Schichtungszuständen gewonnen werden können. Eine gewisse Kontrolle der Resultate wird nebenher von Hitzdrahtmessungen erwartet, die nach ähnlichen Methoden, wie sie in Abschnitt IV geschildert sind, den Mittelwert $\overline{u'v'}$ zu messen gestatten, der unmittelbar mit der Scheinreibung verknüpft ist (v' Schwankungskomponente in der Querrichtung).

Nach Erledigung dieses Programmes für die stabile Schichtung soll der Versuchsapparat so umgebaut werden, daß die untere Platte geheizt und die obere gekühlt wird (instabiler Zustand mit selbständiger Wärmekonvektion). Da hier eine verstärkte Turbulenz zu erwarten ist, wird man leicht ein ausgebildetes Geschwindigkeits- und Temperaturprofil erhalten können, und es werden daher diese Versuche wesentlich geringere Schwierigkeiten bereiten als diejenigen mit stabiler Schichtung. Im ganzen hoffen wir (wenn sich auch die Abmessungen unserer Einrichtung trotz ihrer ganz respektablen Größe als etwas zu klein ergeben haben) durch unsere Untersuchungen der rechnenden Meteorologie mit den zu erwartenden Ergebnissen immerhin brauchbare Angaben für ihre Studien des Austausches in der freien Atmosphäre liefern zu können.

Nachtrag, Oktober 1933

Das Manuskript vorstehender Arbeit wurde im August 1932 abgeschlossen. Inzwischen wurden weitere Fortschritte erzielt.

Das Manometer zur Messung kleiner Druckunterschiede ist fertiggestellt und arbeitet zur Zufriedenheit (Empfindlichkeit bei Zeigerablesung $2 \cdot 10^{-5}$ mm W.-S., bei Spiegelablesung $2 \cdot 10^{-6}$ mm W.-S.). Ferner ist das Elektrodynamometer zur Messung der Größen $\overline{i_1 i_2}$, $\overline{i_1^2}$ und $\overline{i_2^2}$ (s. oben) gebaut. Mit dem Dynamometer wurden die quadratischen Mittelwerte der turbulenten Längsschwankungen der gleichtemperierten Strömung gemessen[1]). Bei diesen Versuchen waren die Windschwankungen den gemessenen Stromschwankungen

[1]) H. Reichardt, Zeitschr. f. angew. Math. u. Mech. 1933, S. 177.

proportional, die Wärmeträgheit der Hitzdrähte spielte keine Rolle (mit 0,007 mm-Hitzdrähten wurden die gleichen Werte erhalten wie mit 0,002 mm-Hitzdrähten).

Über die Unterschiede zwischen den durch Dynamometermessungen erhaltenen Schwankungswerten und den in Fig. 1 dargestellten Schwankungsgrößen ist folgendes zu sagen: Die in Fig. 1 angegebenen Werte entsprechen etwa den Mittelwerten der Schwankungsamplituden bezogen auf die örtlichen Geschwindigkeiten. Die Amplituden U′ sind um einen Faktor f größer als die quadratischen Mittelwerte. Der Faktor f hängt von der Form der Schwankungen ab. Bei Sinusschwingungen ist $f = \sqrt{2}$. Für zusammengesetzte Kurvenformen ist f nicht sehr von $\sqrt{2}$ verschieden. Multipliziert man die in der ZAMM. veröffentlichten Dynamometerwerte mit $\sqrt{2}$, so erhält man folgende Werte:

Wandabstand in cm	0,4	1,0	2,3	4,0	6,0	8,0	10,0	12,3
$\frac{U'}{u}$	35,4	25,3	17,1	13,2	11,4	8,2	7,1	6,1

Diese Werte sind geringer als die in Fig. 1 dargestellten Schwankungsamplituden der gleichtemperierten Strömung. Was den qualitativen Verlauf der Schwankungen anbetrifft, stimmen aber die nach dem rohen photographischen Abschätzungsverfahren (s. o.) gewonnenen Ergebnisse mit den ziemlich genauen Dynamometermessungen befriedigend überein. Das Abschätzungsverfahren liefert zu hohe Werte u. a., weil bei den elliptischen Figuren die großen Amplituden besser erkennbar sind als die kleinen Amplituden. Die letzteren liegen im Gebiet starker Plattenschwärzung und zwar besonders bei den schmalen Ellipsen, die bei den Messungen in der Nähe der Kanalachse gewonnen wurden.

Ob die Turbulenz infolge der Schichtung erlischt oder ob sie erhalten bleibt, hängt von der schon in dem ersten Bericht eingeführten dimensionslosen Größe

$$\Theta = \frac{g\,h}{(\Delta u)^2}\,\frac{\Delta T}{T}$$

ab ($\Theta = 0$ bedeutet die homogene Flüssigkeit, kleine Werte von Θ bedeuten schwache Schichtung). Durch rohe energetische Abschätzungen fanden L. F. Richardson und L. Prandtl $\Theta = 1$ bzw. $\Theta = 2$ als kritischen Wert für das Erlöschen der Turbulenz. Spätere genauere Rechnungen

von G. J. Taylor und S. Goldstein, bei denen allerdings noch die Flüssigkeitsreibung vernachlässigt wurde, ergaben $\Theta = \frac{1}{4}$ als kritischen Wert. Unsere Messungen dagegen zeigten, daß schon bei recht schwachen Schichtungen, wo etwa $\Theta = \frac{1}{15}$ bis $\frac{1}{20}$ ist, die Turbulenz erlischt. Wegen der offenbaren Diskrepanz zwischen unseren Messungen und den bisherigen theoretischen Resultaten verzichteten wir seinerzeit auf die Veröffentlichung unserer Messungen. Neuere, noch unveröffentlichte theoretische Untersuchungen von H. Schlichting[1]) mit Berücksichtigung der Reibung ergaben jedoch einen kritischen Wert von $\Theta = \frac{1}{24}$ und stimmen damit recht gut mit unseren Versuchsergebnissen überein.

---

[1]) Zusatz bei der 2. Korrektur, Juni 1934: Dr. Schlichting hat inzwischen eine kurze Mitteilung darüber in einem Bericht mitgeteilt, der unter dem Titel „Neuere Untersuchungen über Turbulenzentstehung" in den „Naturwissenschaften", 1934 S. 376 erschienen ist.